



**CARACTÉRISATION DES PROCESSUS DE  
RECHARGE D'UN AQUIFÈRE FRACTURE EN  
MILIEU DE SOCLE SOUS CLIMAT SAHELIEN :  
CAS DU SITE DE TOUGOU (RÉGION DU  
YATENGA AU BURKINA FASO)**

MÉMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR 2iE

**AVEC GRADE DE MASTER DANS LA SPECIALITE : GENIE CIVIL ET  
HYDRAULIQUE**

-----  
*Présenté et soutenu publiquement le 28/02/2017Q*

*par*

**DARA Amagana Emmanuel**

**Travaux dirigés par :**

**Dr. Mahamadou KOÏTA**

Enseignant chercheur au LEAH

Jury d'évaluation du stage :

Président : Angelbert Chabi BIAOU

Membres et correcteurs : **Dr. Mahamadou KOITA**

**Dr. Jean Pierre SANDWIDI**

**Mr. Richard SANOU**

## **AVANT-PROPOS**

Cette étude s'inscrit dans le cadre du programme 3<sup>E</sup> (Eau, Environnement, Énergie) pour sa sous composante 1.1.1 « Cycle de l'eau et maladies hydriques », financé par le Département pour le Développement et la Coopération (DDC) de la Suisse. Ce programme, d'une durée de 9 ans (2012-2020) s'inscrit dans le cadre d'un partenariat entre 2iE et les institutions universitaires Suisses telles que EPFL, EAWAG, HEIG-VD. Il vise à contribuer au renforcement du capital humain, au développement économique durable et la réduction de la pauvreté en Afrique à travers la recherche scientifique et la formation dans les domaines de la gestion durable des ressources naturelles et de l'énergie dans un contexte de forte variabilité climatique.

## DÉDICACES

*À mon père et à ma mère*

*Nul mot au monde ne saurait traduire l'admiration*

*et l'affection que je vous porte*

*A mon oncle TOGO Remi et toute sa famille*

*A mes frères et sœurs*

## REMERCIEMENTS

Au moment d'écrire ces lignes toutes mes pensées convergent vers le Dr. Mahamadou KOÏTA qui dirigea cette étude au sein du laboratoire LEAH de 2iE. Je ne pourrais jamais trouver les mots nécessaires pour exprimer ma gratitude pour l'expérience très enrichissante tant scientifiquement qu'humainement qu'il m'a permis de vivre. et surtout pour les efforts qu'il n'a eus de cesse de déployer pour la réalisation de ce travail. J'aimerais ainsi qu'en ces mots il y trouve l'expression de ma profonde gratitude.

J'adresse mes remerciements aux membres du jury de la soutenance de ce mémoire : Dr. Angelbert BIAOU, Dr. Mahamadou KOITA, Dr. Jean Pierre SANDWIDI et M. SANOU Richard.

Je voudrais également exprimer mes remerciements à tout le corps enseignant de 2iE pour toute la connaissance transmise.

Mes remerciements vont également à tous ceux dont l'apport a été capital à la réalisation de ce travail :

- Mr. Cheick Omar ZOURE pour l'aide précieuse qu'il a apportée tout au long de ce stage
- Mr. NANA Aimé pour sa disponibilité et les efforts fournis
- Mr. KABORE Mathieu qui n'a ménagé aucun effort pour l'obtention des données nécessaires pour à la réalisation de ce travail,
- Mr. Roland YONABA pour sa précieuse aide
- Mr. Issa SAWADOGO pour tous les efforts qu'il a concédés pour la collecte des données.
- Dr. Dail Niang pour ses encouragements et surtout pour l'apport scientifique qu'il fait à ce travail.
- Mr Donisongou Dimitri SORO pour l'aide et l'appui qu'il n'a jamais refusés de m'apporter
- À mes très chers camarades YONLI Hamma Fabien, TIONO Boureima, COULIBALY Ramatou, DILMA Dia Nancy, BOGUI Marie-Dominique, BERTHE Assetou pour toute leur aide ainsi qu'à tous mes camarades de classe.

Pour finir j'aimerais remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

## RÉSUMÉ

Cette étude vise à améliorer la compréhension du mécanisme de recharge de l'aquifère ainsi que sa quantification et l'estimation du taux de renouvellement. Pour ce faire, la démarche méthodologique adoptée a d'abord consisté à réaliser un modèle conceptuel sur la base de la tomographie de résistivités électriques et de l'analyse de lithologs pour déterminer la structure et la géométrie de l'aquifère, puis à identifier par la télédétection les éventuelles structures (failles) pouvant participer à l'écoulement. Ensuite, grâce à la caractérisation de la piézométrie et de sa fluctuation qui a consisté à suivre les variations spatio-temporelles de la piézométrie dans les différents ouvrages présents sur le bassin, nous avons identifié les zones de recharge potentielle et les mécanismes d'échanges entre les réservoirs. En outre, un traçage à la température et à la conductivité électrique a permis d'identifier les différents types de transfert (masse ou pression) correspondant au type de recharge (direct ou non). Enfin, la quantification de la recharge s'est faite sur la base d'une série piézométrique de 2010 à 2015 par la méthode de fluctuation piézométrique suivie d'un bilan hydrique sur le bassin afin de vérifier les résultats précédents.

Le modèle conceptuel obtenu montre que l'encroutement des versants ne favorise pas l'infiltration sauf à des endroits sur le versant gauche où des fractures majeures communiquant avec la surface, seraient identifiés. Donc, ces endroits et le lit du principal cours d'eau sont les lieux de recharge préférentielle de l'aquifère. La piézométrie évolue de façon décroissante d'amont en aval en présentant des variations horaires sous l'effet des cycles luni-solaires. Le versant droit se comporte comme une zone de décharge de l'aquifère, tandis que le versant gauche se comporte comme une zone de recharge. L'évolution de la température et de la conductivité électrique montre que les versants sont dominés par les transferts de pression tandis que le lit du cours d'eau et les zones de failles probables sont sujets à des transferts de masse prouvant que la recharge est effectivement localisée en ces endroits. La recharge varie entre 58 et 137 mm, soit 13 et 21% de la pluie annuelle (entre 449 et 645mm) pour un bilan hydrique donnant un ETR de 300 à 366mm caractéristiques de la zone.

**Mots clés :** Aquifère, Recharge, Modèle conceptuel, Traceur naturel (température et conductivité électrique), Fluctuation piézométrique

## **ABSTRACT**

This study objective is to improve the comprehension of the aquifer recharge mechanism, its quantification and the estimation of the rate of renewal. To do so, firstly, we realize a conceptual model based on electrical resistivity tomography and lithological analysis. Secondly, we identified the potential recharge zones and the ways that the reservoirs are exchanging between them. Also, we identify the different types of transfer (mass or pressure) corresponding to the type of recharge (direct or indirect). Lastly, the quantification of the recharge was based on several piezometric measurements from 2010 to 2015, using water table fluctuation method and water balance. The conceptual model obtained shows that the slope encroachment does not help the infiltration except in some places on the leftern side. The piezometry fluctuation with a decrease tendency from upstream to downstream made of hourly variations under effects of moon and solar cycles. The rightern slope acts as a discharge zone of the aquifer, while the leftern slope acts as a recharge zone. The evolution of temperature and electrical conductivity shows that the slopes are dominated by pressure transfers. The recharge varies between 58 and 137 mm.

**Key words :** Aquifer, Recharge, Conceptual model, Natural tracer (Temperature and electrical conductivity), Water table fluctuation

## **LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS**

**2iE** : Institut International d'ingénierie de l'Eau et l'Environnement

**ACP** : Analyse en Composante Principale

**DDC** : Direction pour Développement et la Coopération

**DRH** : Direction des Ressources Hydraulique

**ERT** : Electrical Resistivity Tomography

**ETP** : EvapoTranspiration Potentiel

**ETR** : Évapotranspiration Réelle

**IWACO** : Bureau d'études en Eau et Environnement

**pH**: Potentiel hydrogène

**SMOW**: Standard Mean Ocean Water

**VSMOW**: Vienna Standard Mean Ocean Water

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1:</b> Caractéristique hydrogéologique des réservoirs du YATENGA.....	11
<b>Tableau 2</b> Principes d'usage des méthodes de surface non destructives: .....	23
<b>Tableau 3:</b> F(m,φ): facteur correctif dépendant de la latitude.....	28
<b>Tableau 4:</b> Caractéristiques des piézomètres du site expérimental N°2 .....	35
<b>Tableau 5:</b> Matrice des filtres Sobel Nord-Sud et Est-Ouest .....	42
<b>Tableau 6:</b> Caractéristiques piézomètres du site expérimental N°2.....	53
<b>Tableau 7:</b> Nivellements des ouvrages du Site expérimental N°1 .....	67
<b>Tableau 8:</b> Nivellements des puits à grand diamètre .....	67
<b>Tableau 9:</b> Altitudes des piézomètres du site N°2 .....	68
<b>Tableau 10:</b> Périodicité des fluctuations .....	71
<b>Tableau 11:</b> Onde majeure luni-solaire .....	72
<b>Tableau 12:</b> Fluctuations et temps de réaction sur le transect.....	75
<b>Tableau 13:</b> Temps de réaction .....	98
<b>Tableau 14:</b> Facteurs influençant le temps de réaction .....	99
<b>Tableau 15:</b> Matrice de corrélation de Pearson.....	100
<b>Tableau 16:</b> Recharge (mm).....	101
<b>Tableau 17:</b> Recharge sur le bassin (mm).....	102
<b>Tableau 18:</b> Pluie annuelle (mm).....	104
<b>Tableau 19:</b> Ruissellement (mm) .....	104
<b>Tableau 21:</b> Bilan hydrique.....	104
<b>Tableau 21:</b> Fluctuations piézométriques de 1988 à 1992 .....	122

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1:</b> Situation géographique de Tougou .....	4
<b>Figure 2:</b> Pluviométrie de la station de Ouahigouya (Mounirou, 2012) .....	6
<b>Figure 3:</b> Réseau hydrographique du bassin de Tougou .....	7
<b>Figure 4:</b> les sols de Tougou (Koussoube, 2006) .....	9
<b>Figure 5:</b> Végétation de Tougou (Mounirou, 2012) .....	10
<b>Figure 6:</b> Evolution de l'occupation des terres dans le bassin de Tougou (Mounirou, 2012) .....	10
<b>Figure 7:</b> Compteur d'exfiltration (www.deerlakeassociation.org) .....	15
<b>Figure 8:</b> Exemple de décomposition d'hydrogramme de cru (Van Te Show, 1964) .....	17
<b>Figure 9:</b> Les isotopes stables de la molécule d'eau résumée des différents processus pouvant affecter les teneurs en deutérium et oxygène-18 des eaux souterraines .....	20
<b>Figure 10:</b> Lysimètre ( <a href="https://fr.wikipedia.org/wiki/Lysim%C3%A8tre">https://fr.wikipedia.org/wiki/Lysim%C3%A8tre</a> ) .....	26
<b>Figure 11:</b> Sonde Ecolog 800 (à gauche) et sonde Solinst (droite) .....	34
<b>Figure 12:</b> Présentation du site d'étude .....	36
<b>Figure 13:</b> Acquisition de données wener beta et alpha (source : Bp.Blogspot.com) .....	39
<b>Figure 14:</b> Localisation des profils ERT réalisés sur le bassin de Tougou .....	40
<b>Figure 15:</b> Localisation des piézomètres sur le transect .....	41
<b>Figure 16:</b> Prélèvement de cutting(a) et identification des formations géologiques(b) .....	41
<b>Figure 17:</b> Image Landsat 7 de Tougou du 10/09/2002 .....	42
<b>Figure 18:</b> Lecture directe (Kesteloot, 2013) .....	45
<b>Figure 19:</b> Lecture indirecte (Kesteloot, 2013) .....	46
<b>Figure 20:</b> Fluctuation piézométrique sur 48 h dans le piézomètre P3D .....	48
<b>Figure 21:</b> Exemple de périodogramme (P3D) .....	49
<b>Figure 22:</b> Localisation des sondes dans les piézomètres du site expérimental N°1 .....	50
<b>Figure 23:</b> Calibrage des sondes .....	51
<b>Figure 24:</b> Site expérimental N°2 .....	52
<b>Figure 25:</b> Poste pluviométrique de Tougou (Mounirou 2012) .....	55
<b>Figure 26:</b> Imagerie 2D de résistivités électriques obtenue à partir du profil N°2 .....	58
<b>Figure 27:</b> Coupe lithologique du forage profond FCE .....	60
<b>Figure 28:</b> Carte de linéaments majeurs du bassin de Tougou .....	61
<b>Figure 29:</b> Carte des linéaments de Tougou .....	63
<b>Figure 30:</b> Modèle conceptuel de l'aquifère de Tougou .....	65
<b>Figure 31:</b> Ouvrages piézométriques du site de Tougou .....	66

<b>Figure 32:</b> Cartes piézométriques.....	69
<b>Figure 33:</b> Fluctuation piézométrique périodique 12h piézomètre P3D .....	71
<b>Figure 34:</b> Ligne piézométrique (27/03/2016).....	74
<b>Figure 35:</b> Ligne piézométrique: (27/05/2016) .....	73
<b>Figure 36:</b> Ligne piézométrique (26/07/2016).....	74
<b>Figure 37:</b> Ligne piézométrique (26/09/2016) .....	73
<b>Figure 38:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P3D.....	77
<b>Figure 39:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P1D.....	78
<b>Figure 40:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre PICE .....	80
<b>Figure 41:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre FCE .....	82
<b>Figure 42:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P1G.....	84
<b>Figure 43:</b> Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P3G.....	86
<b>Figure 44:</b> Répartition spatiale de la température sur le site N°1.....	87
<b>Figure 45:</b> Répartition de la conductivité sur le site N°1 .....	88
<b>Figure 46:</b> Fluctuations piézométriques F4.....	90
<b>Figure 47:</b> Fluctuations piézométriques F3 .....	92
<b>Figure 48:</b> Fluctuations piézométriques dans FPzG.....	95
<b>Figure 49:</b> Fluctuation piézométrique de l'altération.....	96
<b>Figure 50:</b> Fluctuation piézométrique milieu fissuré .....	97
<b>Figure 51:</b> ACP de image landsat 7 de Tougou .....	118
<b>Figure 52:</b> Filtre sobel Est-ouest Tougou .....	118
<b>Figure 53:</b> Filtre sobel nord-sud de Tougou .....	119
<b>Figure 54:</b> Ligne piézométrique(27/04/2016) .....	120
<b>Figure 55:</b> Ligne piézométrique (27/06/2016) .....	120
<b>Figure 56:</b> Ligne piézométrique (26/07/2016) .....	121

## SOMMAIRE

### Table des matières

INTRODUCTION.....	1
PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS.....	3
I. Présentation de la zone d'étude.....	4
1. Localisation géographique .....	4
2. Climat.....	4
3. Hydrographie.....	6
4. Relief .....	7
4.1) Buttes .....	7
4.2) Collines :.....	7
4.3) Bas-reliefs :.....	8
5. Sols.....	8
6. Végétation .....	9
7. État de surface .....	10
8. Géologie et hydrogéologie .....	11
II. État de l'art sur les méthodes de caractérisation de la recharge.....	12
1. Généralités sur la recharge .....	12
1.1) Origines de la recharge .....	12
1.2) Facteurs influençant la recharge d'un aquifère :.....	12
2. Méthodes de caractérisation des mécanismes de recharge.....	14
2.1) Méthodes directes .....	15
2.2) Méthodes indirectes.....	16
3. Quantification de la recharge .....	24
3.1) Méthodes en zone non saturée .....	25
3.2) Méthodes en zone saturée .....	30
Conclusion partielle.....	31

DEUXIÈME PARTIE : MATERIEL ET METHODES .....	33
Présentation du site.....	34
I. Caractérisation du mécanisme de recharge.....	37
1. Modèle conceptuel .....	37
1.1) Tomographie de résistivité électrique.....	37
1.2) Analyse des lithologs .....	40
1.3) Recherche des voies préférentielles (linéaments).....	41
2. Caractérisation de la fluctuation piézométrique.....	43
2.1) Identification et nivellement des ouvrages .....	44
2.2) Cartes piézométriques.....	47
2.3) Variation spatio-temporelle de la piézométrie.....	47
2.3.1) Variation horaire de la piézométrie .....	47
2.3.2) Variation temporelle de la ligne piézométrique sur le site expérimental n°1.....	49
2.3.3) Analyse de la fluctuation piézométrique sur le site expérimental n°1 .....	50
3. Caractérisation du mécanisme de la recharge à l'aide de traceur physico-chimique..	50
3.1) Conductivité : .....	51
3.2) Température :.....	51
4. Caractérisation des échanges verticaux (Site expérimental N°2).....	52
II. Quantification de la recharge.....	53
1. Méthode de la fluctuation piézométrique.....	53
2. Bilan hydrique.....	54
TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS .....	57
I. Caractérisation du mécanisme de recharge.....	58
1. Modèle conceptuel .....	58
1.1) Tomographie de résistivité électrique.....	58
1.2) Analyse des lithologs .....	59
1.3) Recherche d'axes d'écoulement préférentiels .....	61

1.4) Modèle conceptuel.....	62
2. Caractérisation de la fluctuation piézométrique .....	66
2.1) Identification et nivellement des ouvrages .....	66
2.2) Cartes piézométriques.....	68
2.3) Variation spatio-temporelle de la piézométrie sur le site expérimental N°1 .....	70
3. Caractérisation du mécanisme de recharge à l'aide de traceur physico-chimique .....	76
4. Caractérisation des échanges verticaux (site expérimental N°2) .....	89
II. Quantification de la recharge .....	101
1. Méthode de la fluctuation piézométrique.....	101
2. Bilan hydrique .....	103
CONCLUSIONS.....	106
RECOMMANDATIONS.....	107
BIBLIOGRAPHIE .....	108
WEBOGRAPHIE.....	115
ANNEXE .....	117

## INTRODUCTION

Les ressources en eau souterraine constituent une ressource majeure pour les populations au sud du Sahara. Selon un rapport du Programme des Nations Unies pour l'Environnement publié en 2008, 75% des populations africaines dépendent des eaux souterraines pour leur besoin quotidien. Selon le même rapport, la capacité des Etats au cours des décennies à venir, à assurer une alimentation pérenne des populations en eau sera orientée vers l'exploitation des ressources en eau souterraine constituant l'une des seules ressources en eau pérennes en zones arides et semi-arides. L'exploitation de ces eaux offre de nombreux avantages (moins vulnérables à la contamination pathogénique, traitement moins coûteux, etc.) comparativement à celle des ressources en eau de surface. Depuis quelques décennies, les pays de la Région du Sahel sont confrontés à plusieurs défis par rapport à la disponibilité et l'exploitation des ressources en eau (forte croissance de la population, urbanisation rapide, pressions économiques et changements climatiques). Face à une telle situation, les ressources en eau souterraine dont la vulnérabilité à la sécheresse est faible (Taylor et al. 2009) semblent être la meilleure alternative pour répondre à cette situation d'urgence et d'adaptation aux impacts des changements et de la variabilité climatique. Ainsi, l'approvisionnement approprié des populations à partir de cette ressource augmenterait de manière significative la résilience des populations rurales face à la variabilité climatique (Calow et al., 2010).

Le bassin versant de Tougou situé dans la partie nord du Burkina Faso sous climat sahélien à l'instar du reste de la zone sahélienne, se retrouve en situation de stress hydrique. En effet, pendant longtemps les eaux de surface ont constitué la principale ressource en eau utilisée par les populations pour leurs besoins. Mais aujourd'hui, la variabilité climatique, la pollution et la forte pression engendrée par l'augmentation de la population limite l'utilisation de la ressource en eau de surface. Face à cette situation, les ressources en eau souterraine sont de plus en plus convoitées car étant épargnées par ces différents aléas (N'go et al. 2005). Mais, aujourd'hui la réalimentation des réservoirs souterrains semble être limitée en raison de la dégradation des terres (encroûtement) qui contribue à augmenter le ruissellement aux dépens de l'infiltration ; la principale source de recharge des aquifères. Ce constat soulève un questionnement sur l'adéquation entre la disponibilité de la ressource en eau souterraine et les besoins car les besoins se font de plus en plus croissants tandis que le renouvellement de cette ressource quant à lui semble être limité. Pour fournir des éléments de réponse à ce questionnement, il va nécessiter au préalable l'estimation des besoins en termes de

prélèvements et l'estimation de la disponibilité qui est fortement liée à la recharge. Si les besoins peuvent être facilement quantifiables à travers des enquêtes auprès des populations, l'estimation de la recharge suppose la parfaite connaissance des processus par lesquels elle se fait, car le choix des méthodes de quantification en dépend. Toutefois, ces processus varient fortement d'un aquifère à un autre (Obuobie et al. 2012) rendant ainsi complexe leur connaissance. C'est dans ce contexte que cette étude de Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien: cas du site de Tougou au Burkina Faso est initiée.

### **Objectifs :**

L'objectif général de cette étude est de contribuer à une meilleure compréhension du mécanisme de recharge de l'aquifère de Tougou ainsi que de son taux de renouvellement. Pour se faire, elle aura deux principaux axes qui sont :

D'une manière spécifique, il s'agira de :

- Caractérisation le ou les mécanismes de recharge de l'aquifère de Tougou
  
- D'estimer la recharge de l'aquifère de Tougou ainsi que son taux de renouvellement.

### **Organisation du document :**

Ce document se divise en 3 grandes parties. La première qui est la synthèse des informations issues des travaux antérieurs menés sur le bassin versant et une synthèse sur l'état de l'art des méthodes de caractérisation des processus de recharge. La seconde partie quant à elle présente les matériels et méthodes adoptés qui ont servi à l'atteinte des objectifs. La troisième partie présente les différents résultats obtenus. Et enfin une conclusion et des perspectives termineront ce document.

**PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS**

## I. Présentation de la zone d'étude

### 1. Localisation géographique

Le bassin versant de Tougou (Figure 1) s'étend sur une superficie de 37 km<sup>2</sup> et se situe dans le nord du BURKINA FASO dans la province du YATENGA. Il est compris entre les latitudes 13°11' et 13°26' nord et les longitudes 2°6' et 2°24' ouest. Il est accessible via la route nationale 2, reliant Ouagadougou à Ouahigouya sur 188 km puis par la route nationale 23 reliant Ouahigouya à Tougou sur 22 km. Ce bassin est une des grandes composantes du Nakambe, l'un des trois plus grands fleuves du BURKINA FASO.

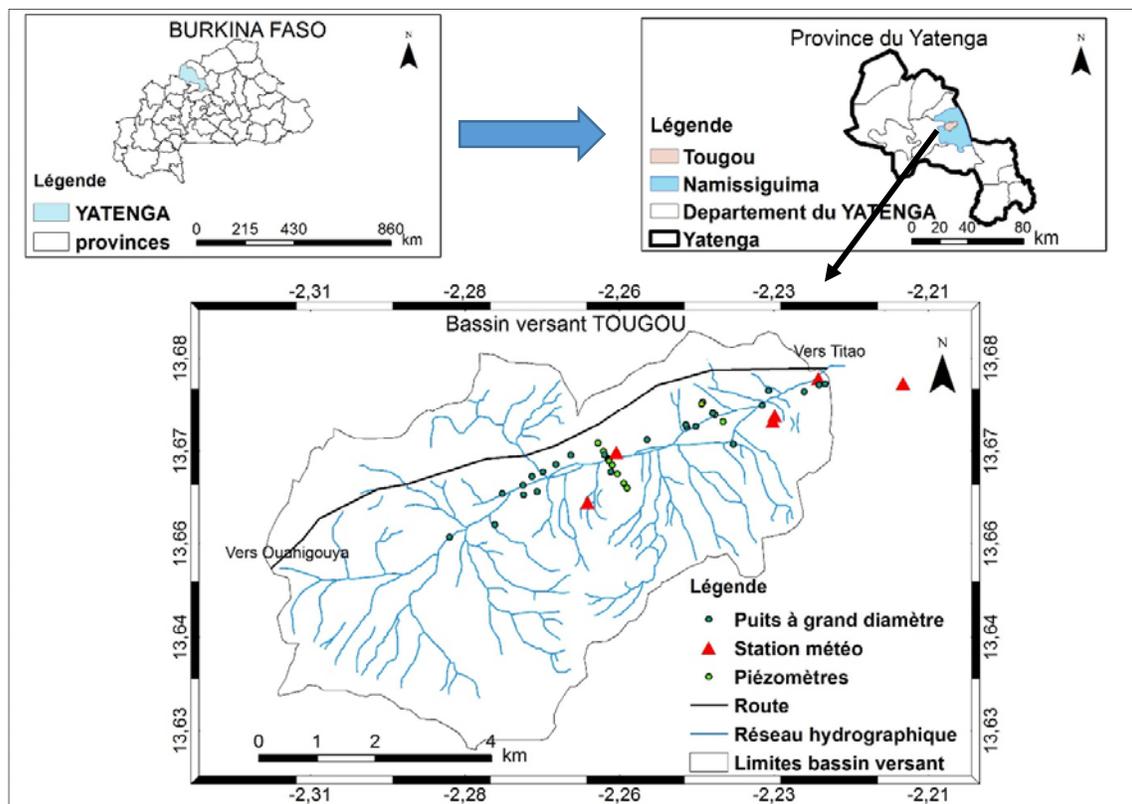


Figure 1: Situation géographique de Tougou

### 2. Climat

De par sa localisation géographique, le bassin versant de TOUGOU appartient au domaine sahélien (Mounirou, 2012). Mais au vu de la pluviométrie moyenne annuelle très inférieure à

l'ETP, il peut être également considéré comme étant proche d'un climat semi-aride (Maïga 2014). Le climat du bassin est régi par les déplacements du front intertropical qui est l'opposition de 2 vents principaux, la mousson qui est un vent chaud et humide de direction sud-nord et l'harmattan chaud et sec de direction nord-sud. On y distingue ainsi 2 saisons :

- Une saison sèche de novembre à mai dominée par l'harmattan et caractérisée par l'alternance d'une période froide (de novembre à février) et d'une période chaude (de mars à mai)
- Une saison humide de juin à octobre dominée par la mousson

Grâce à une étude menée par Sawadogo (2012) sur une série de données de la station météorologique de Ouahigouya de 1961 à 2010 il ressort que les différents paramètres climatiques varient comme suit :

❖ **Température :**

La température dans la région se caractérise par une fluctuation au cours de l'année et ce suivant les saisons. Ainsi pendant la période sèche des températures maximales de 40°C et minimales de 17°C (avril-mai) sont enregistrées.

❖ **Evapotranspiration :**

L'évapotranspiration est un paramètre qui évolue également selon les saisons. Ainsi elle est maximale en saison sèche, plus précisément en mars (208mm/mois) et atteint sa valeur minimale pendant la saison pluvieuse avec une valeur de 136mm/mois. Ainsi l'ETP moyen annuel est de 2059 mm, pour environ 175mm/mois.

❖ **La pluviométrie :**

Le bassin versant de TOUGOU se situe dans l'une des zones les moins arrosées du Burkina Faso, compris entre les isohyètes 550 mm et 750 mm (Country Stat, 2013). De 1961 à 2010, la station météorologique de Ouahigouya a enregistré une pluie moyenne de 616 mm (Mounirou, 2012) (Figure 2). Les pluies sur le bassin se caractérisent par de fortes intensités, une faible abondance, et une irrégularité (spatiale et temporelle). La saison des pluies n'excède pas trois

mois (mi-juin à mi-septembre) (MED, 2006). Ces pluies sont à l'origine d'une forte érosion, d'un fort ruissellement et d'une faible productivité agricole.

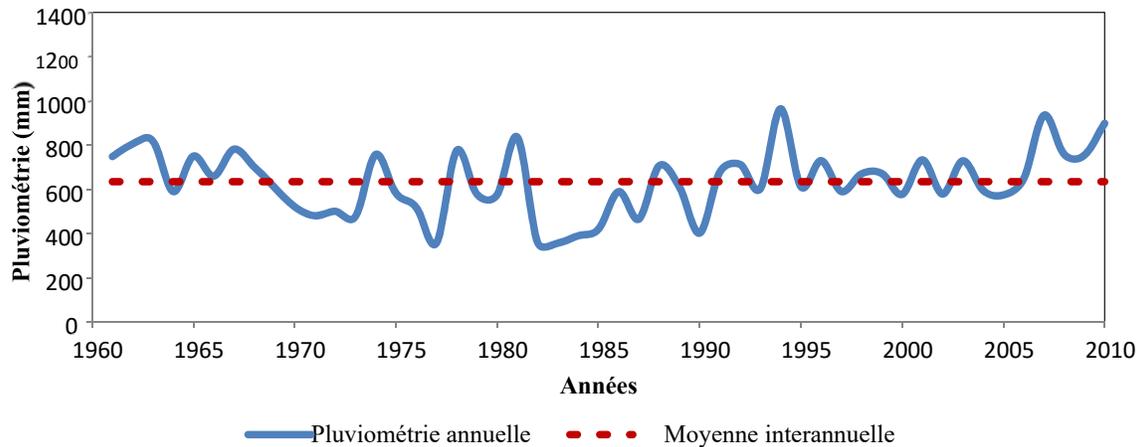


Figure 2: Pluviométrie de la station de Ouahigouya (Mounirou, 2012)

### 3. Hydrographie

Le réseau hydrographique de Tougou est peu dense et se caractérise par un écoulement temporaire (Diello, 2007), avec un ruissellement observable seulement pendant la saison des pluies. Il est constitué essentiellement de ruisseaux, rigoles et de ravines (Mounirou 2012; Sawadogo 2012; Maïga 2014). Le principal cours d'eau est la rivière Bilampouanga longue d'environ 8 km et se jetant dans le barrage de Tougou construit en 1962. La profondeur du lit mineur est en moyenne de 1m à 2m et se raccorde à des berges le plus souvent plus ou moins redressées conférant ainsi le plus souvent au lit mineur une forme en U (Koussoubé, 2006).

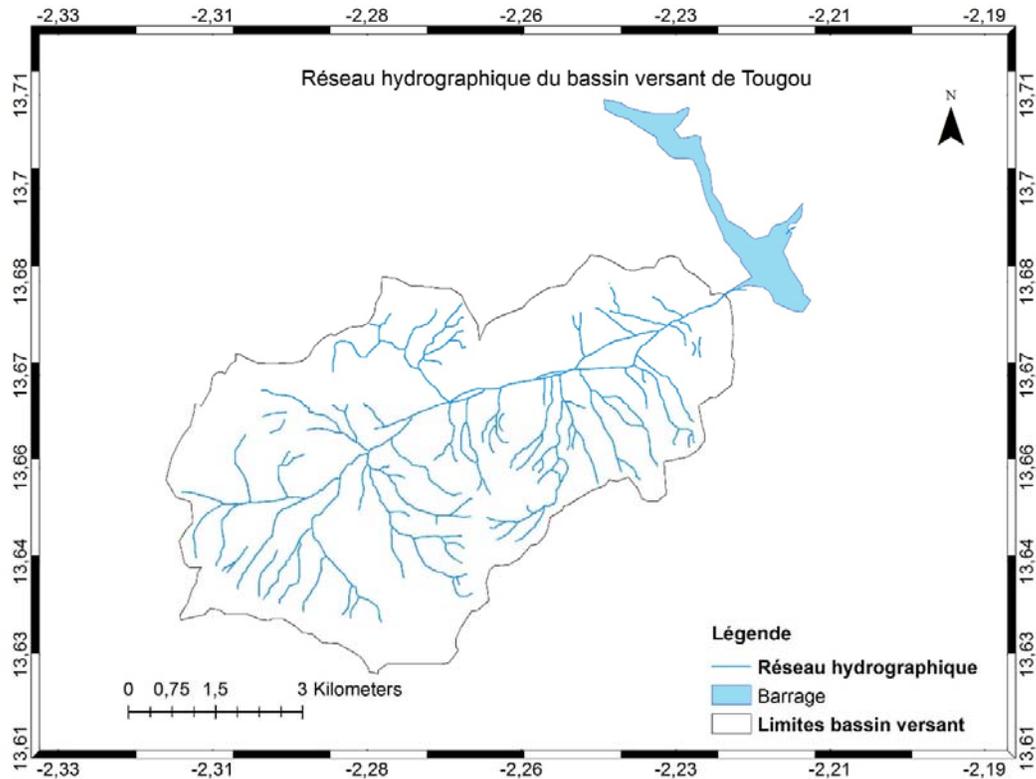


Figure 3: Réseau hydrographique du bassin de Tougou

#### 4. Relief

Le bassin versant de Tougou se caractérise par un relief relativement plat au milieu duquel on observe des buttes et collines qui viennent casser cette monotonie. L'altitude moyenne y est de 340 m les altitudes maximale et minimal sont respectivement de 366 m et de 320 m (Maïga, 2014; Makaya, 2010 ). Ainsi les singularités sur le bassin sont les suivantes :

##### 4.1) Buttes

Généralement espacées et à plusieurs niveaux, elles sont de formes variables et fonction de la force du principal agent d'érosion qui est l'eau. Les buttes présentent un sommet et des versants pavés issus du démantèlement de dalles cuirassées. Elles sont probablement issues de l'érosion de ce qui fut jadis un plateau (Koussoubé, 2006).

##### 4.2) Collines :

Elles sont généralement de formes circulaires et de faible altitude

#### **4.3) Bas-reliefs :**

Ils sont constitués essentiellement de vallées de formes plus ou moins variables et de faibles profondeurs

### **5. Sols**

Sur le bassin trois différents types de sols sont distinguables (Figure 4). Ainsi selon Sompougou (2008), Koussoube (2006), et BUNASOLS (2004) on a :

- Les sols peu évolués présents sur les pentes moyennes, faibles et les plaines. Ils sont représentés sur le bassin par les sols peu évolués d'érosion lithique et sur les pentes inférieures par les sols peu évolués d'apport alluvial et colluvial. Ils sont souvent associés aux sols évolués de type ferrugineux tropical indurés lorsque la pente est faible.
- Les sols minéraux bruts qui se rencontrent sur les sommets et les versants raides des buttes et le haut des pentes des glacis
- Les sols hydromorphes à hydro morphisme temporaires présents dans les plaines alluviales, les terrasses, et les dépressions périphériques

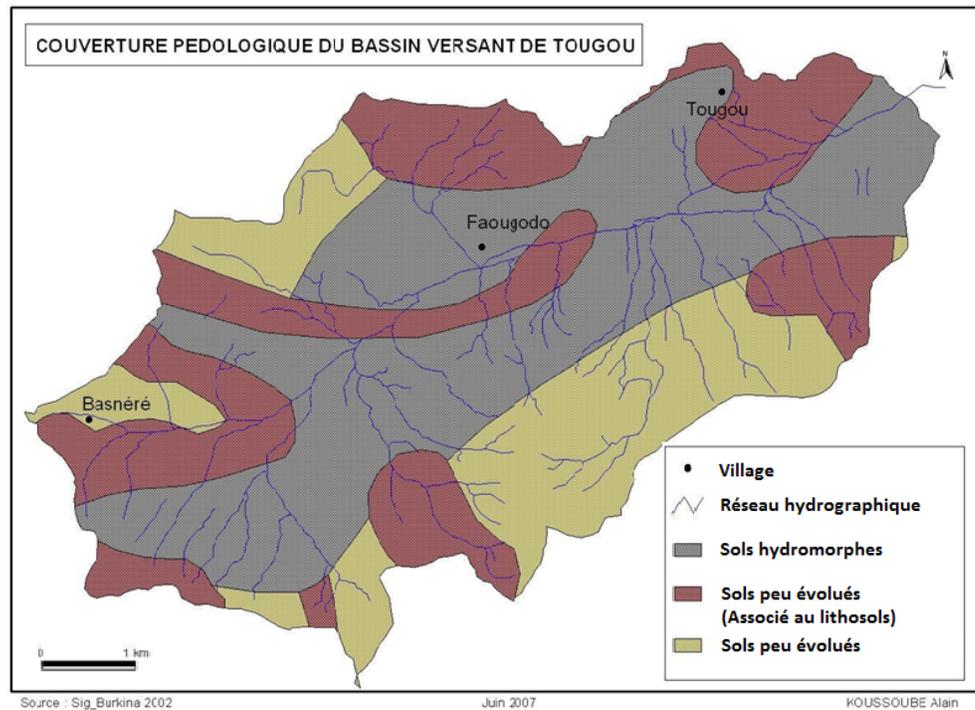


Figure 4: les sols de Tougou (Koussoube, 2006)

## 6. Végétation

En général sur le bassin versant deux grandes formations végétales se rencontrent, notamment :

- La steppe :

Elle est constituée de formations végétales clairsemées et recouvrant très peu de sols (Figure 5), elle est la plus importante en termes de superficie. On la retrouve sur les versants des buttes, les collines, les bas glacis et les vieilles jachères (Zoungrana et Dior, 2009).

- Le territoire agroforestier :

Son couvert végétal est plus ou moins dense et présente des taux de couverture des sols assez élevés. Le territoire agroforestier se retrouve les basfonds et le long des cours d'eau (Kombe, 2011).



Figure 5: Végétation de Tougou (Mounirou, 2012)

## 7. État de surface

De façon générale, les faibles teneurs en matière organique et le faible couvert végétal épars en régime sahélien sont à l'origine d'une réorganisation lente et superficielle sous l'effet des fortes pluies (Diello, 2007). Ainsi ces dernières décennies ont vu une amplification de ce phénomène du fait de pratiques agropastorales « négatives » telles que le défrichement, le déboisement et le pâturage intensif. En effet la période allant de 1972 à 2002 a vu la proportion de sols nus sur le bassin passée de 0% à 21% et également la proportion de terres cultivées de 57% à 79%(Figure 6) et tout cela aux dépens de la végétation naturelle (Mounirou, 2012) :

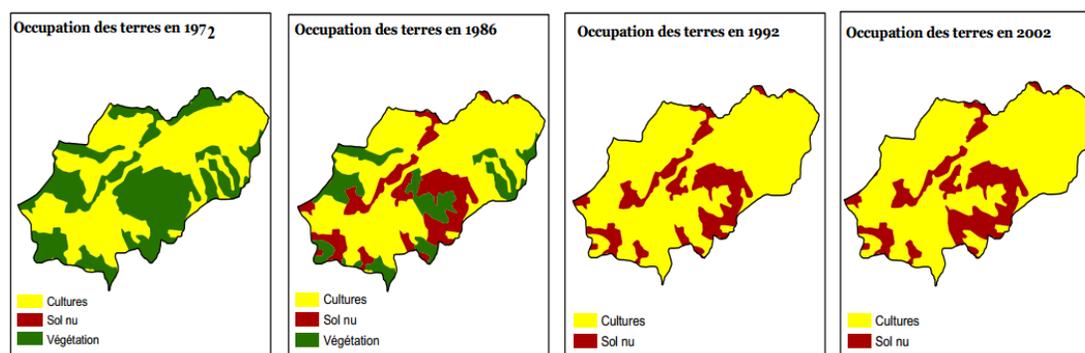


Figure 6: Evolution de l'occupation des terres dans le bassin de Tougou (Mounirou, 2012)

## 8. Géologie et hydrogéologie

32% de la province du Yatenga, Tougou repose sur un socle schisteux (IWACO, 1990). Au milieu de ces schistes, l'on retrouve de larges bandes de tufs volcaniques. De plus, au nord de Tougou on note la présence d'un dyke méta basique intrusif affleurant à subaffleurant sur la ligne de partage des eaux. La lithologie du bassin se compose en terme général d'une première couche de cuirasse latéritique, suivie d'une couche d'altération argileuse et enfin la roche saine (IWACO, 1990).

La principale étude hydrogéologique sur le bassin versant est celle du bilan d'eau menée par le bureau d'étude IWACO en 1990. Elle a permis de mettre en évidence trois différents types de réservoirs aux caractéristiques hydrauliques différentes (Tableau 1). Ces réservoirs suivent la lithologie et ainsi on distingue : les réservoirs de cuirasses, d'altérites et de roches fissurées et fracturées.

*Tableau 1: Caractéristique hydrogéologique des réservoirs du YATENGA (IWACO, 1990)*

Réservoir	Perméabilité ( $10^{-5}m/s$ )	Transmissivité ( $10^{-4}m^2/s$ )	Coeff. d'emmag.(%)	Volume $10^3 m^3/m/km^2$	Volume $10^8 m^3$
Cuirasse	8 à 80	2 à 20	6	60	0,22
Altérites	10 à 7,3	6,3 à 10	2 à 10	20 à 100	35 à 185
Roches fis.	0,04 à 0,24	0,04 à 4	0,002 à 2	0,02 à 20	40

Lors de cette étude il a été entrepris une caractérisation des processus de recharge. C'est ainsi que les principales conclusions de cette étude sont les suivantes :

- Qualitativement : dans la province du Yatenga deux modes de recharge ont été mis en évidence :
  - La recharge par front d'humidité
  - La recharge par voie préférentielle

Il semble que pour le bassin de TOUGOU ce soit la recharge par voie préférentielle qui soit prédominante dont l'une des voies majeures est le cours d'eau qui est à l'origine des eaux rechargées dans le bas fond (IWACO, 1990).

- Quantitativement la recharge sur le bassin a été déterminée par diverse méthode (IWACO, 1990) :
  - Le bilan de tritium a mis en évidence une recharge lente et diffuse estimée au maximum à 38mm par an sur la base d'un pic de tritium situé à 8m de profondeur.
  - Le bilan hydrologique lui donne une recharge comprise entre 20 et 30mm.
  - La méthode hydrochimique de chlore donne une recharge de l'ordre de 25mm.

## **II.État de l'art sur les méthodes de caractérisation de la recharge**

### **1. Généralités sur la recharge**

La recharge se définit comme étant la composante de l'infiltration qui passe à travers la zone non saturée et rejoint l'aquifère (Seiler et Gat 2007), ou simplement comme tout apport d'eau dans un aquifère (Yongxin et Hans 2003).

#### **1.1) Origines de la recharge**

On distingue généralement pour la recharge les origines suivantes (Yongxin et Hans, 2003 ; Seiler et Gat, 2007):

- La recharge directe : elle se fait par les précipitations au travers de la pluie efficace.
- La recharge indirecte : elle se fait via plusieurs autres sources telles que :
  - Les eaux de surface telles que les lacs et cours d'eau
  - Les eaux d'autres aquifères adjacents ou sous-jacents
  - Par réinfiltration (Irrigation ou autres activités humaines)

#### **1.2) Facteurs influençant la recharge d'un aquifère :**

Les mécanismes de recharge varient fortement d'un aquifère à un autre (Obuobie et al. 2012). Tant par la quantité que par le processus par lequel elle se fait. Cette disparité dans la recharge des aquifères est due à la forte variabilité des facteurs influençant la recharge. Ainsi on distingue principalement comme facteurs régissant le processus de recharge ceux qui suivent :

### **1.2.1) Climat**

Selon le type de climat auquel est soumis l'aquifère, le processus de recharge varie. Ainsi pour les climats semi-arides et arides, la recharge se fait préférentiellement de façon ponctuelle et/ou linéaire le long des cours d'eau ou au niveau des plans d'eau (Bajjali 2008; Gaultier 2004). Tandis qu'en climats humides elle se fait le plus souvent par voie directe avec la pluie efficace.

### **1.2.2) Pluie**

L'intensité des pluies est un facteur important pour la recharge d'un aquifère, en effet pour des intensités de pluie fortes (supérieures à 7.6mm/h) il y'a plus de ruissellement que d'infiltration (Seiler et GAT, 2007) et pour des pluies moyennes et faibles, on a plus d'infiltration que de ruissellement. Cela étant dû à la capacité d'infiltration du sol, en effet si l'intensité de la pluie est supérieure à la vitesse d'infiltration du sol on aura plus de ruissellement que d'infiltration et vice versa.

### **1.2.3) Végétation**

La végétation tient une place importante dans le processus de recharge d'un aquifère. En effet elle influence le processus de recharge de plusieurs façons. D'abord la végétation selon son type et sa densité constitue un frein plus ou moins efficace à l'écoulement et son système racinaire améliore la perméabilité du sol (Haouchine et al. 2010). À cela s'ajoute le feuillage qui diminue l'effet de battance du sol (Musy et Soutter 1991). Ainsi lorsqu'elle est assez importante elle permet une infiltration plus importante à contrario d'un sol présentant une végétation moindre.

Ensuite le feuillage participe à l'albédo, la fraction du rayonnement solaire réfléchi par un corps non lumineux (Caradec et Pouy 2009), constituant ainsi un frein à l'évaporation selon la densité de la couverture formée par le feuillage.

Enfin l'évapotranspiration s'opposant à la recharge avec notamment la transpiration des plantes (Castany 1963), qui elle dépend du type de plante en place et de la profondeur pouvant être atteinte par leurs racines. Ainsi des plantes dont la profondeur racinaire est importante ont la capacité de puiser directement dans l'aquifère et donc de constituer un phénomène antagoniste à la recharge.

#### 1.2.4) Typologie de l'aquifère

Selon qu'un aquifère soit libre ou captif, le processus par lequel il se recharge n'est pas le même. Ainsi pour les aquifères libres la recharge se fait préférentiellement par voie directe via la pluie efficace. À l'opposé des aquifères captifs dont la recharge se fait de façon ponctuelle en une partie de l'aquifère ou la nappe est libre.

#### 1.2.5) Sol

En fonction de la capacité plus ou moins importante du sol à se laisser traverser par l'eau, la recharge d'un aquifère sera plus ou moins élevée.

#### 1.2.6) Morphologie

La morphologie est un facteur influençant fortement la recharge. Ainsi pour les reliefs accidentés avec de forte pente le ruissellement sera plus important que l'infiltration (Beauchamp 2006; Maxe et Johansson 1998), privilégiant ainsi les modes de recharge ponctuels.

## 2. Méthodes de caractérisation des mécanismes de recharge

Les méthodes de caractérisation des processus d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines peuvent être regroupées en deux catégories. En effet, on distingue d'une part les méthodes directes qui mesurent les flux d'eau entre la surface et le souterrain. Et d'autre part, les méthodes indirectes pour lesquelles les échanges sont caractérisés au travers de paramètres tels que la charge hydraulique, la température, l'isotopie, la géochimie, les indicateurs biologiques, etc. Elle constitue la catégorie qui regroupe le plus grand nombre de méthodes. (Mouhri et al., 2012).

## 2.1) Méthodes directes

### 2.1.1) Compteur d'exfiltration

Le compteur d'exfiltration est un outil qui permet de déterminer le sens et de quantifier les échanges de flux entre des eaux de surface à écoulement lent et l'aquifère (lac, rivière, estuaire, etc.) (Lee et Hynes 1978). Le concept de base du compteur d'exfiltration est de couvrir et isoler une partie de l'interface eau-sédiments avec un cylindre recouvert d'un ballon ayant un certain volume d'eau à son sommet et ouvert à la base (Figure 7). Par la suite, au bout d'un intervalle de temps, on vérifie si le volume d'eau dans le ballon a connu une variation. Si oui, on mesure le gain ou la perte d'eau dans le ballon. Le volume perdu ou gagné rapporté à l'intervalle de temps nous donne le débit de l'échange. Par la suite, la perte en eau dans le ballon indique que l'écoulement se fait de la surface vers l'aquifère et inversement s'il c'est un gain qui est observé. De plus, lorsque le compteur d'exfiltration est associé à des piézomètres, on peut déterminer la conductivité hydraulique des sédiments (Martinez 2013 ; Mouhri et al., 2012).

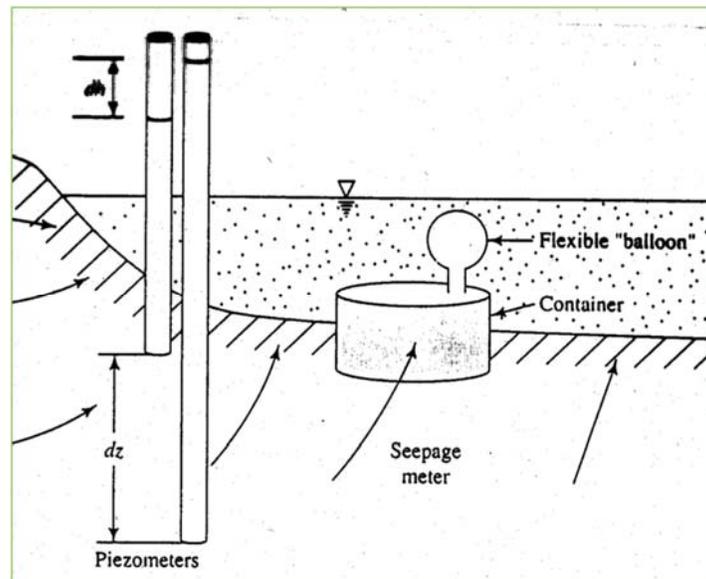


Figure 7: Compteur d'exfiltration ([www.deerlakeassociation.org](http://www.deerlakeassociation.org))

### 2.1.2) Jaugeage différentiel

Le jaugeage différentiel est une méthode qui permet d'étudier la continuité hydraulique d'un cours d'eau par des mesures de débits à différentes sections. Ainsi, si on observe une différence

de débits entre l'entrée et la sortie d'un bief on peut conclure qu'il y a eu échange entre le cours d'eau et l'aquifère et quantifier cet échange (Mouhri et al., 2012; Duboeuf et Eberentz, 1989). Par la suite si on a le débit de l'échange entre la nappe et le cours d'eau on peut déterminer le volume d'eau apporté à la nappe par le cours d'eau et donc la recharge.

## 2.2) Méthodes indirectes

### 2.2.1.) Méthodes hydrogéologiques

Elles sont essentiellement basées sur la loi de Darcy (Equation 1) et ses paramètres qui régissent l'écoulement dans le sol.

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (1)$$

Avec :

Q : le débit de l'écoulement

A: la section au travers de laquelle l'écoulement se fait

dh : la différence de charge hydraulique entre le point de départ et d'arriver de l'écoulement

dl : la distance sur laquelle l'écoulement se fait.

#### ❖ Conductivité hydraulique

Elle peut être obtenue par plusieurs méthodes telles que les essais de pompage, l'analyse granulométrique, des essais en laboratoire (Healy and Cook, 2002 ; Lerner et al, 1990). Elle traduit la capacité d'un sol à se laisser traverser par de l'eau.

#### ❖ Gradient hydraulique

Le gradient hydraulique renseigne sur le sens de l'écoulement. Son calcul se fait à partir de données de piézomètres. Ainsi, pour un écoulement vertical, on installera des piézomètres au même point, mais avec des profondeurs différentes et pour un échange latéral on utilisera des piézomètres placés à une certaine distance l'un de l'autre.

Par ailleurs les zones de gradient hydraulique faible traduisent des zones de perméabilité forte et donc des zones de recharges potentielles (Braneyre et Sourisseau, 1992).

### ❖ Charge piézométrique

Au travers de la distribution de la charge piézométrique observable par le biais de cartes piézométriques, on peut avoir une idée des zones de recharge potentielles, qui se traduisent généralement par une piézométrie élevée par rapport au reste de l'aquifère

#### 2.2.2. Décomposition des hydrogrammes de crue

L'hydrogramme de crue, représente la réaction d'un bassin versant à son exutoire après un évènement pluvieux. Il est composé de l'écoulement de surface, hypodermique et souterrain (Gnouma 2002) (Figure 8), et est représenté graphiquement par la variation de débits en fonction du temps au niveau de cet exutoire.

Sa décomposition permet d'observer une composante de base lente représentant les écoulements souterrains et une composante rapide représentant le ruissellement (Rambert 1971). Cette méthode ne permet pas de distinguer les variabilités spatiales et temporelles des échanges eau de surface-eau souterraine, mais donne juste une idée globale de l'interaction.

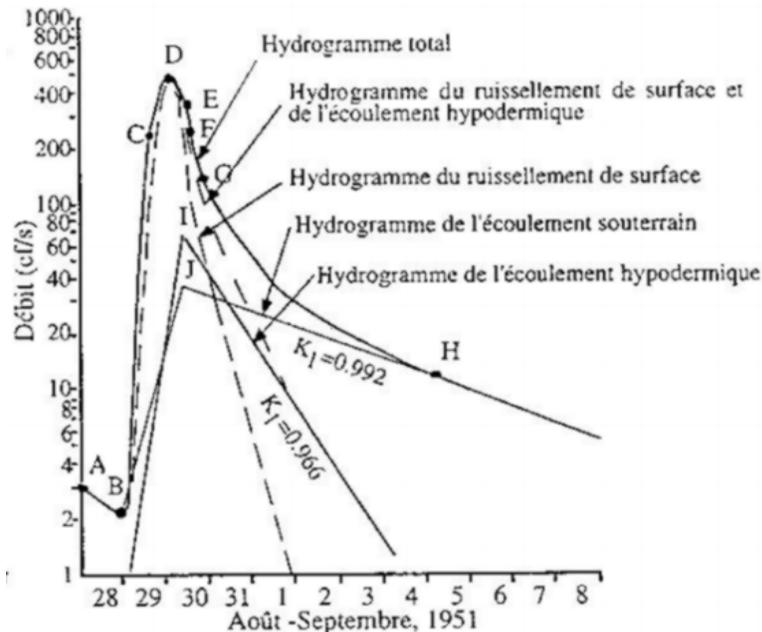


Figure 8: Exemple de décomposition d'hydrogramme de crue (Van Te Show, 1964)

De plus, le volume d'eau écoulé dans le cours d'eau attribuable à l'écoulement souterrain est assimilable au volume d'eau ayant rechargé l'aquifère (De fetter 1980).

### **2.2.3) Méthodes Hydro chimiques**

La détermination des voies par lesquelles la recharge d'un aquifère se fait, peut être réalisée par le suivi des paramètres hydro-chimiques tels que la conductivité et la température pris comme des traceurs naturels de l'eau. En effet, ils ont largement montré leur pertinence comme traceurs des mouvements de l'eau souterraine (Stonestrom et Constantz 2003; Anderson 2005). De plus, étant des paramètres intrinsèques au milieu, ils ne nécessitent pas d'ajout de composants dans l'eau évitant d'abord une pollution et assurant un traçage de meilleure qualité par rapport au traçage artificiel, car ces paramètres sont plus sensibles au changement dans les processus de transfert que les traceurs artificiels (Mahinthakumar et Sayeed 2005).

#### **2.2.3.1.) Conductivité électrique**

La conductivité électrique est la capacité d'une eau à se laisser traverser par un courant électrique, elle est fonction de la concentration en éléments chimiques dans l'eau (Aboubakar 2012). C'est une résultante des interactions eau-roche. En effet elle est fonction de la quantité d'éléments dissous. Elle permet d'une part, de par sa répartition dans l'espace, de déterminer le sens de minéralisation des eaux (Aboubakar, 2012). Ce sens pouvant servir à déterminer la direction de l'écoulement des eaux et donc l'origine de la recharge. Ensuite il permet le suivi des transferts de masse (Ozyurt et Bayari 2008) et de pression.

#### **2.2.3.2.) pH**

Le potentiel hydrogène d'une eau reflète la concentration de cette eau en ion hydronium. Cette concentration est largement influencée par les réactions chimiques découlant de la nature des roches traversées. Ainsi le pH d'une eau peut renseigner sur la nature des roches traversées par cette eau, grâce à la connaissance des matériaux en place et des réactions qu'ils vont avoir avec l'eau. Il permet d'émettre des hypothèses sur la provenance d'une eau dans un aquifère (Aboubakar, 2012).

### 2.2.3.3.) Eléments majeurs

Ce sont les principaux éléments dissous dans l'eau. Ils proviennent de deux sources principales (Mouhri et al. 2011) :

- Des précipitations avec les sels marins et les poussières continentaux
- Des interactions eau-roche

Ainsi au travers d'échantillons représentatifs, d'analyses chimiques et d'analyses statistiques on peut dresser le faciès hydro chimique des eaux. À partir de ces faciès, l'on peut déterminer la nature de l'encaissant traversé et ainsi déduire la provenance de l'eau.

### 2.3.3.4.) Isotopes

Pour caractériser le processus de recharge, il est possible de recourir aux isotopes stables tels le deutérium ( $^2\text{H}$ ), l'oxygène  $18(^{18}\text{O})$ , le carbone-14( $^{14}\text{C}$ ) et le tritium ( $^3\text{H}$ ), etc.

Afin d'évaluer l'origine d'une eau, deux isotopes sont généralement utilisés, c'est le deutérium  $^2\text{H}$  et l'oxygène  $18(^{18}\text{O})$  dont leur relation avec l'eau (composant) en font d'excellents traceurs naturels de l'eau (Aboubakar, 2012). Leurs teneurs sont exprimées en pour mille ou «  $\delta$  » valeurs « normalisées » par la moyenne standard de l'eau de mer de Vienne (VSMOW) (Koita, 2010) (Equation 2 et 3)

$$\delta^2H = \left[ \frac{\left( \frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{échant}} - \left( \frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{SMOW}}}{\left( \frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{SMOW}}} \right] * 1000 \quad (2)$$

$$\delta^{18O} = \left[ \frac{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{échant}} - \left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{SMOW}}}{\left( \frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{SMOW}}} \right] * 1000 \quad (3)$$

Leurs proportions dans l'eau sont fonction des processus physiques (évaporation ou condensation) subis par ces eaux. Les eaux d'origine météorique ayant subi un processus de condensation possèdent en leur sein des proportions de deutérium et d'oxygène-18 liées par une relation linéaire définissant la droite météorique mondiale (Equation 4) (Babaye 2013) :

$$\delta^2H = 8 * \delta^{18}O + 10 \quad (4)$$

La pente 8 est représentative des précipitations tandis que les pentes inférieures sont imputables au processus d'évaporation (Aboubakar, 2012). De plus, la nature de l'encaissant ainsi que les composés rencontrés lors de l'écoulement de l'eau entraîne une modification de cette relation comme le montre la figure ci-dessous (Figure 9) :

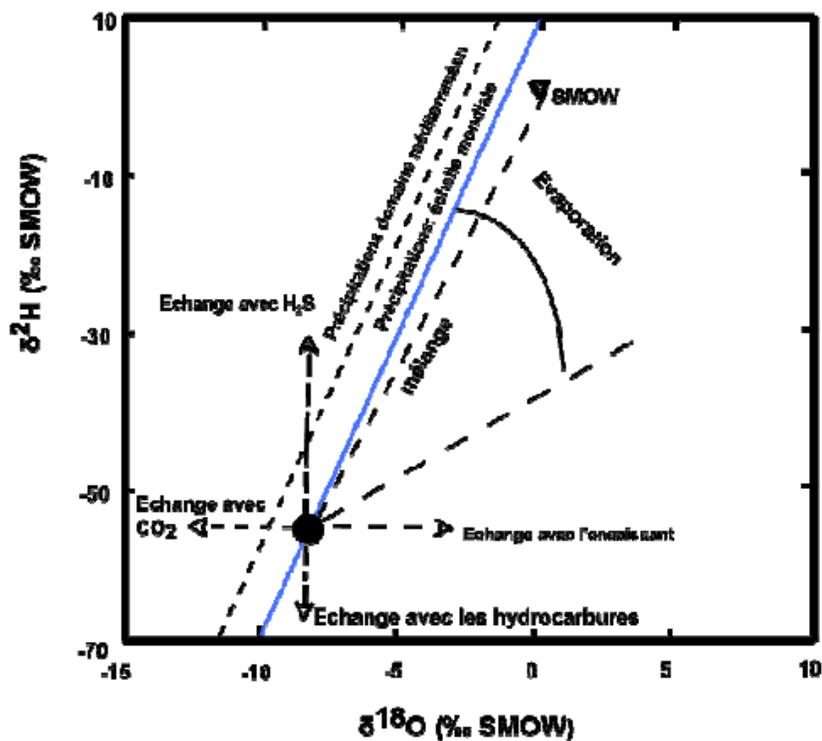


Figure 9: Les isotopes stables de la molécule d'eau résumée des différents processus pouvant affecter les teneurs en deutérium et oxygène-18 des eaux souterraines (d'après: Craig, 1961, 1963; Craig et Gordon, 1965; Dansgaard, 1964)

### 2.3.3.5) Traceurs artificiels

Un traceur artificiel est une substance ajoutée à un fluide étudié afin de décrire ses mouvements ou les processus physiques, chimiques et biologiques subis par le fluide. Ils sont regroupés en deux catégories.

- D'une part les traceurs conservatifs qui ne réagissent pas avec l'environnement et gardent les mêmes propriétés. Ils sont utilisés dans la description du mouvement des fluides.

- D'autres parts nous avons les traceurs réactifs qui interagissent avec le milieu, ceux-ci sont utilisés pour décrire les processus subis par le fluide (Pauwels et al. 1998).

Un bon traceur doit posséder les propriétés suivantes (Schudel et al, 2002 ; Pauwels, 1995 ; Graie, 2011 ; Vassolo et Krekeler, 2013) :

- La neutralité et la stabilité : pour un traceur conservatif, il est important qu'il ne réagisse pas avec le milieu et que ses propriétés demeurent inchangées. A contrario, des traceurs réactifs qui eux doivent interagir avec le milieu.

- La solubilité : il doit pouvoir être dissous dans le fluide étudié

- Le mode de détection : il doit être détectable aisément afin de faciliter son utilisation

- Son coût : le coût lié à son utilisation doit être moindre de façon à ne pas alourdir les charges de l'expérimentation

- La toxicité : sa toxicité doit être moindre de façon à ne pas représenter un danger pour la santé humaine et pour l'environnement

- La concentration dans le milieu naturel : il doit être faible dans le milieu naturel de façon à ce qu'on puisse faire la distinction aisément entre la quantité présente naturellement et celle ajoutée dans l'eau.

Ils existent un grand nombre de traceurs, les anions et cations inorganiques, les composés fluorescents, les composés gazeux, les acides organiques aromatisés, les acides organiques aliphatiques, les acides benzoïques, etc. (Seguret, 1998 ; Pauwels, 1995 ;). Mais dans le cadre de la détermination des mécanismes de recharge, les traceurs conservatifs sont ceux indiqués, avec notamment les ions chlorures et bromures (anions inorganiques) qui présentent des caractères tout à fait conservatifs, facilement accessibles et d'une utilisation simple (Vassolo et Krekeler, 2013, Pauwels, 1985 ; Seguret, 1998). Cependant la concentration des chlorures étant souvent élevée surtout dans les zones de pollution cela limite leurs utilisations (Pauwels, 1995).

Mais le chlorure a l'avantage d'être détectable par des méthodes simples in situ tel que la conductivité électrique ; ce qui en fait un traceur très utilisé (Vassolo et Krekeler, 2013 ; Seguret, 1998).

Mais selon Pauwels(1995) leur utilisation suppose la prise en compte de facteurs tels :

- L'exclusion anionique en milieu fracturé et fissuré qui repousse les anions au centre des pores et accélère leur transport. Ceci pouvant fausser l'expérimentation, car les anions se déplacent dans ce cas plus vite que le fluide.
- En milieu argileux on a une diffusion importante des bromures vers les eaux interstitielles
- L'ajout d'anions dans l'eau peut entraîner une augmentation de la solubilité de certains composés entraînant une modification de l'aquifère, notamment la porosité.
- Pour les faibles valeurs de pH, on a un phénomène d'adsorption des chlorures et bromures.

#### **2.2.4) Méthodes géophysiques**

Les méthodes géophysiques sont des méthodes qui utilisent les lois physiques pour étudier le sous-sol et le globe terrestre (Caradec, 2009). Les méthodes géophysiques sont nombreuses, les plus couramment utilisées sont :

- L'électromagnétisme : qui consiste à générer un champ magnétique primaire, qui va créer un champ électrique dans les corps conducteurs qu'elle atteindra et ce champ électrique induira quant à lui un champ magnétique secondaire. Et c'est ce dernier qui est mesuré et nous renseigne sur la nature du composé en place.
- Résistivité/conductivité électrique : elle consiste à injecter un courant électrique dans le sol et à mesurer la différence de potentiel induite afin d'en déduire la résistivité des sols. Et ici c'est cette résistivité et ses variations qui nous renseignent sur les éléments en place et leur distribution.

Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien : cas du site du bassin versant de Tougou (Région du Yatenga BURKINA FASO)

En plus de ces méthodes, il existe plusieurs autres méthodes, s'appuyant sur la mesure d'autres paramètres physiques. Elles sont ainsi résumées dans le tableau suivant (Tableau 2) :

*Tableau 2 Principes d'usage des méthodes de surface non destructives (ente-aix.fr/documents/135- géotechnique/2\_resonanceSols/res/image\_2\_UsageMethodesSurface.gif):*

Méthode	Principe et paramètre mesuré	Propriété physique	Documents produits	Application
<b>Gravimétrie</b>	Mesure des anomalies de pesanteur.	Densité.	Cartes et profils d'anomalies de Bouguer, résiduelles, transformations, modélisations directes, inversions.	Tout type de cavité. Zone décomprimées.
<b>Radar géologique (GPR)</b>	Etude de la propagation des ondes électromagnétiques hautes fréquences (ondes radar, couramment de 20 à 2500 Mhz) et de leur interaction avec les structures du sol.	Permittivité. Résistivité.	Radargrammes (sections radar en temps ou en profondeurs). Traitements déconvolution, migration, filtrage, simulations. Sondage radar (sondage de vitesse)	Réseaux et cuves enterrés. Tout type d'interfaces (couches anthropiques, remblais, sols, roches). Caves, souterrains, karsts.
<b>Méthodes électriques</b>	Mesure de tension résultant de l'injection de courants électriques dans le sol.	Résistivité.	Sondages électriques (log de résistivité 1-D). Panneaux électriques (profils de résistivités 2-D). Simulations, inversions.	Zones humides, altérées, fracturées, pollués. Tout type d'interface Cavité (suivant contrastes)
<b>Méthodes électromagnétiques</b>	Etude de la propagation des ondes électromagnétiques et de leur interaction avec les structures du sol. Méthodes basses fréquences: Régime de diffusion (phénomènes de conduction) Méthodes VLF, EM34, etc. Méthodes hautes fréquences: régime de propagation (Phénomène de polarisation), méthode radar	Diffusion : résistivité. Propagation. Permittivité.	Profils et cartes de résistivités apparentes, de déphasage. Simulations.	Zones humides, altérée, fracturées, pollués. Tout type d'interfaces. Cavités (cf. rapport C. Fauchard - LCPC).
<b>Polarisation Spontanée (PS)</b>	Détection des phénomènes d'électrofiltration (mesure de la différence de potentiel apparaissant spontanément entre deux points lorsqu'un fluide électrolytique circule dans la porosité d'une roche sous l'effet d'une différence de pression hydrostatique.	Potentiels PS : potentiels de flux, électrochimiques ou thermoélectrique.	Profils et cartes du potentiel électrique.	Circulation d'eau dans les milieux poreux : poches de sable, fossés, murs, remblais. Zones de drainage vers des cavités ou des puits de mine. karsts.
<b>Sismique réfraction</b>	Elude de la propagation des ondes réfractées.	Vitesse sismique.	Coupes, anomalies de retard.	Variations de profondeur des terrains (substratum), lois de vitesse.
<b>Sismique réflexion</b>	Elude de la propagation des ondes réfléchies.	Vitesse sismique.	Sections sismiques. Courbe de dispersion	interfaces sédimentaires, hétérogénéités (y compris cavités).
<b>Sismique en ondes de surface (SASW)</b>	étude de la dispersion des ondes de surface.	Vitesse sismique, dispersion.	Sections sismiques Courbes de dispersion	interfaces sédimentaires, hétérogénéités (y compris cavités). Caractéristiques mécaniques des sols et des roches.
<b>Méthode magnétique</b>	Mesure des anomalies du champ magnétique terrestre.	Aimantation. susceptibilités.	Profils. et cartes du champ magnétique, résiduelle,	Cavités, puits et forages à structure

			réduction au pôle, etc. Simulations.	métallique. Cavités dans un encaissant magnétique.
<b>Résonance magnétique protonique (RMP)</b>	Détection directe de la présence ou de l'absence d'eau souterraine.	Transmissivité RMP.	Sondage RMP.	Nappe superficielle de l'épikarst. Conduits karstiques ennoyés (?).

Toutes ces méthodes peuvent permettre d'obtenir la géométrie de l'aquifère et les différentes formations présentes. Ainsi au travers des informations tirées on peut donc avoir des indices sur les modes de recharge et les processus par lesquels se fait l'écoulement.

### 2.2.5) Méthodes thermiques

La température est un paramètre physique largement utilisé dans les investigations hydrogéologiques (Tulipiano et Fidelibus 1995). Les eaux souterraines ayant une température basse et stable tandis que celles de surfaces ont des températures plus variables (Yao et al. 2015) leur interaction entraîne nécessairement un bouleversement de l'un ou l'autre selon le sens de l'échange. Ainsi la température est utilisée généralement pour identifier les zones d'infiltration, caractériser les échanges surface-souterrain et même déterminer la conductivité hydraulique des sédiments (Anderson 2005).

### 2.2.6) Modélisation

De nos jours avec l'avènement de l'outil informatique, il est possible de regrouper toutes les données obtenues par les méthodes citées ci-dessus afin de créer un modèle. Par la suite on pourra utiliser le modèle et comparer son comportement avec celui qui se passe réellement sur le terrain. Ainsi si le modèle se comporte comme l'aquifère on pourra alors valider les informations obtenues précédemment.

## 3. Quantification de la recharge

Plusieurs méthodes ont vu le jour dans le cadre de l'estimation de la recharge des aquifères. Ces méthodes sont toutes basées sur différentes considérations. Le choix de la méthode employée se fait sur la base des différents processus par lesquels se fait la recharge de l'aquifère et sur les données disponibles. De plus, chacune des méthodes s'appuie sur différentes hypothèses, ce qui entraîne une incertitude dans les résultats. Pour cette raison, il convient de combiner

plusieurs méthodes afin d'obtenir le meilleur résultat. Ces méthodes peuvent être classées selon la zone de l'aquifère qu'elles étudient. Ainsi l'on distingue des méthodes en zones non saturées et des méthodes en zones saturées.

### **3.1) Méthodes en zone non saturée**

#### **3.1.1) Lysimètre**

Un lysimètre est une portion de sol instrumentée (Blum, 2010) de façon à pouvoir mesurer l'écoulement. Sa profondeur est définie de façon à dépasser la profondeur racinaire. Ainsi la quantité d'eau recueillie à sa base peut être assimilée à la recharge en considérant que les eaux échappant à la reprise évaporatoire et aux racines atteignent la nappe. De plus, lorsqu'il est équipé d'un système de pesée il permet d'obtenir la variation de stock (Figure 10). Afin d'être représentatif de la zone, il doit avoir une surface de 1 à 100 m<sup>2</sup>, posséder une végétation et un sol représentatif de la zone (Seiler et Gat 2007). Son avantage est qu'il permet d'obtenir des données fiables, car il fonctionne dans les conditions réelles de l'aquifère. Mais en contrepartie les données obtenues sont localisées, sa mise en œuvre est onéreuse et demande une maintenance régulière.

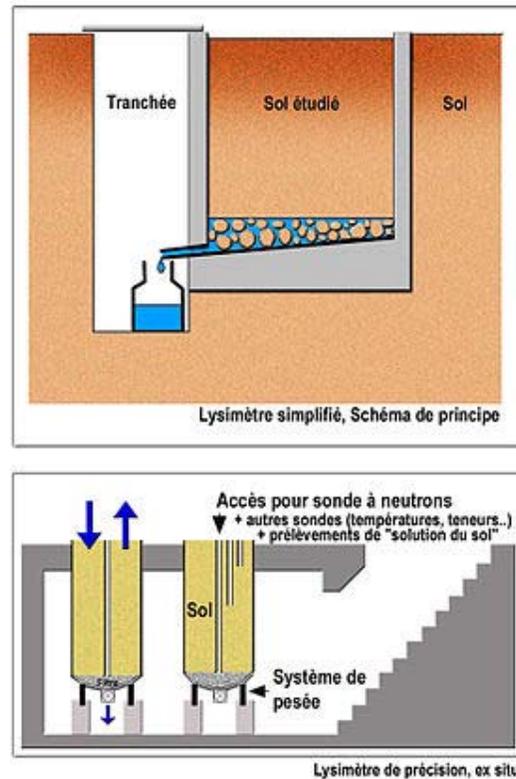


Figure 10: Lysimètre (<https://fr.wikipedia.org/wiki/Lysim%C3%A8tre>)

### 3.1.2) Bilan hydrique

L'estimation de la recharge à partir du bilan d'eau se fait par déduction dans la formule du bilan (Equation 5) d'eau sur la base des postes de sorties et d'entrées d'eau dans le système qu'il faudra préalablement déterminées.

$$Pr = P - R - ETR \pm \Delta S \text{ (COMPAORE, 1997)} \quad (5)$$

Avec :

Pr : la percolation

P : la pluie

R : le ruissellement

ETR : évapotranspiration réelle

Cette méthode souffre le plus souvent des difficultés dans la quantification des variables (Processus hydrologique difficile à observer) (Estupina, 2011). Ainsi la précision des données obtenues par le bilan dépendra de la précision avec laquelle les variables du bilan ont été déterminées.

### 3.1.3) Bilan de Thornthwaite

Thornthwaite est le concepteur d'un algorithme permettant de calculer la recharge. Cet algorithme est le suivant (Jaunat, 2012) :

❖ Si  $P > ETP$ , alors  $ETR = ETP$

S'il reste un excédent ( $P-ETP$ ), il est affecté à la RFU si nécessaire et à l'écoulement (et/ou l'infiltration) quand la RFU est complète.

❖ Si  $P < ETP$ , alors toute la pluie est évaporée et la RFU est diminuée, jusqu'à la vider si besoin, de l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETP. Dans ce cas l'écoulement (et/ou l'infiltration) est nul.

ETP : L'évapotranspiration potentielle,

RFU : Réserve facilement utilisable

R: Le ruissellement.

La RFU est prise généralement comme étant égale à 100mm dans les études hydrogéologiques (Jaunat, 2012). L'ETP est calculé par la formule suivante :

$$ETP(m) = 16 * \left[ \frac{10 * \bar{T}(m)}{I} \right]^a * F(m, \varphi) \quad (6)$$

ETP(m): évapotranspiration moyenne du mois m (m=1 à 12)

$\bar{T}$ : moyenne interannuelle des températures du mois °C

$a = 0,016 * I + 0,5$

I: indices interannuel:

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m); i(m) = \left[ \frac{T(m)}{5} \right]^{1,514} \quad (7)$$

F(m, φ) : facteur correctif dépendant de la latitude (Tableau 3)

Tableau 3: F(m, φ): facteur correctif dépendant de la latitude  
(<http://hmf.enseiht.fr/travaux/bei/beiere/sites/default/files/users/lcaillou/facteur%20f.png>)

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.13	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.86	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

À la fin on fait le cumul de tous les excédents de pluie mensuels par rapport à l'ETR et on y soustrait le ruissellement pour obtenir la recharge.

### 3.1.4) Bilan de chlorure

Le bilan de chlorure se base sur la conservation de la masse (Seiler et Gat 2007; Yongxin et Hans 2003), plus précisément celle du chlorure. En effet la quantité de chlorure tombée avec la pluie devrait être égale à celle dans l'eau de ruissellement. Ainsi la différence entre ces deux quantités est due à la part ayant atteint l'aquifère par infiltration (Compaore 1997). De plus, le chlorure, du fait de ses propriétés conservatives et de sa présence naturelle dans les eaux de pluie, constitue un traceur naturel idéal de l'eau. Ainsi en fonction de sa concentration dans l'eau de pluie, dans l'eau souterraine et dans l'eau de ruissellement on peut en déduire la recharge de l'aquifère par la relation suivante (Equation 8):

$$IP = \frac{Ce * P + Cr * R}{C} \quad (\text{Stonestorm et al, 2003}) \quad (8)$$

Avec :

IP : la hauteur d'eau infiltrée

Ce : la concentration en chlorure dans l'eau de pluie,

P : la hauteur de pluie,

Cr : la concentration en chlorure dans l'eau de ruissellement,

R: le ruissellement,

C : la concentration moyenne dans les eaux de percolation.

Cette méthode a pour avantage de bien s'appliquer au climat sec. Elle permet de mesurer des recharges allant jusqu'à 100 mm par an. Mais l'inconvénient dans son utilisation demeure le coût des analyses de laboratoire et aussi le fait qu'il considère que la pluie soit la seule source de chlorure dans les eaux.

### 3.1.4) Bilan de Tritium

Les essais nucléaires de 1962/1963 (Seiler et Gat 2007 ; IWACO, 1990) ont entraîné une dispersion dans l'atmosphère de tritium, isotope radioactif de l'hydrogène. Par la suite les précipitations ont entraîné ce tritium au sol et au fur et à mesure des pluies et de l'infiltration

ce tritium s'est retrouvé de plus en plus en profondeur dans le sol. Ainsi selon Compaoré (1997) deux méthodes sont nées de ce fait :

- La méthode basée sur le temps de transit : qui se base sur l'hypothèse selon laquelle la recharge se ferait par effet piston et que toute l'eau au-dessus du pic de tritium dans le sol est postérieure à 1962/1963 et ainsi la recharge se calcule comme suit (Equation 9) :

$$r = \frac{\theta * Z}{t} \text{ (Compaore, 1997) } \quad (9)$$

Avec : r= recharge, Z: la profondeur du pic,  $\theta$ : teneur en eau moyenne, t: temps de déplacement du pic

- Le bilan de masse (Equation 10) :

$$Tv = \int_0^l Tz * \theta z * dz, r = \frac{Tv}{Timp} \text{ (Allisson et Hugues, 1978) } \quad (10)$$

Avec: Tv; quantité de tritium dans la zone non saturée, Tz: activité de tritium à la profondeur Z, Timp: quantité de tritium dans la pluie, l: le déplacement du pic dans le sol

Cette méthode est de moins en moins utilisée, car la dégradation radioactive du tritium caractérisée par sa demi-vie de 12 ans fait que le pic est de moins en moins détectable dans le sol.

## 3.2) Méthodes en zone saturée

### 3.2.1) Fluctuation piézométrique

Elle part du principe que toute élévation d'eau de la nappe est assimilable à la recharge (Obuobie et al, 2012). Ainsi la recharge est estimée par la formule suivante (Equation 11):

$$R = \frac{\Delta H}{\Delta t} * S_y \quad (11)$$

Avec :

Sy: la porosité de drainage

$\Delta H$  : la fluctuation piézométrique

Cette méthode est l'une des plus utilisées dans l'estimation de la recharge pour la faible quantité de données requise et qu'il n'y a pas de limite dans l'ordre de grandeur de la recharge déterminable. Mais elle souffre de la difficulté dans l'estimation de la porosité de drainage d'un aquifère et que les résultats qu'elle permet d'avoir sont localisées.

### **3.2.2) Modélisation**

Avec l'avènement de l'outil informatique on est aujourd'hui en mesure de recréer numériquement les conditions de fonctionnement d'un aquifère à l'aide d'outils permettant la création de modèles. Et lorsque tous les paramètres régissant le fonctionnement de l'aquifère sont bien connus à l'exception de la recharge, on peut procéder à un calage du modèle par la recharge, ce qui permet ainsi d'évaluer la recharge (Gaye, 1993 ; Compaoré, 1997).

## **Conclusion partielle**

Au vu de tout ce qui précède, il semblerait que le régime pluviométrique, le relief, la géologie, la végétation et la dégradation des sols du bassin versant de Tougou soient plus enclins à la génération du ruissellement plutôt qu'à l'infiltration. Ce qui nous laisse penser que la recharge ponctuelle devrait être le mode de recharge préférentiel sur le bassin versant. De ce fait le cours d'eau qui est le lieu de convergence de toutes les eaux ruisselant sur le bassin nous paraît être un lieu privilégié d'échange entre la surface et le souterrain.

Ainsi, en vue de caractériser le mécanisme de recharge nous avons opté premièrement pour une conceptualisation du milieu afin de voir les probables voies par lesquelles la recharge peut se faire sur le bassin et de poser les bases de l'étude. A cet effet, la tomographie de résistivités électriques a été utilisée afin d'obtenir une image électrique du sol qui nous permettra d'appréhender la structure et la géométrie de l'aquifère. Par la suite des lithologs issues de la réalisation de forage seront mis à contribution afin de faire le lien entre la géologie du milieu et le panneau électrique. Enfin l'étude d'IWACO (1990) fait état de la présence de faille sur le

bassin nous le vérifierons à l'aide de la télédétection car elles sont susceptibles d'influencer l'écoulement. A la suite de la conceptualisation nous caractériserons la piézométrie sur le bassin afin de la confondre avec le modèle que nous avons produit premièrement afin de valider les hypothèses suggérées par le modèle et de comprendre comment les échanges et donc la recharge s'effectuent dans l'aquifère. Et à la fin nous opterons pour un traçage naturel à la température et à la conductivité pour appuyer les éléments qui auront été obtenus lors des étapes précédentes. Quantitativement nous opterons pour la méthode de la fluctuation piézométrique car une base de données sur la piézométrie de 2010 à 2015 est disponible. Afin de tenir compte des disparités dans la recharge sur le bassin nous la calculerons à différentes positions pour faire une moyenne sur le bassin par la suite. Après nous effectuerons un bilan hydrique sur le bassin car c'est une méthode qui n'est pas affecté par la disparité de la recharge car se basant sur les échanges à l'échelle du bassin. Enfin nous comparerons les résultats de ces deux méthodes afin de nous assurer de la véracité des calculs effectués.

**DEUXIÈME PARTIE : MATERIEL ET METHODES**

## Présentation du site

Afin de caractériser la recharge sur le bassin versant de Tougou deux sites expérimentaux ont été utilisés à savoir :

- Le site expérimental n°1 : qui est un transect de 11 piézomètres (d'environ 1,2 Km) d'une profondeur moyenne de 25m, recoupant le lit du cours d'eau principal et allant d'une rive à l'autre (Figure 12). Sept (7) de ces piézomètres sont équipés de sondes automatiques faisant des mesures de niveau piézométrique, de conductivités électriques et de températures. Ces sondes sont de deux types :

- ❖ 5 sondes de types Ecolog 800 de OTT (Figure 11(a)) pouvant faire des mesures jusqu'à 40m de profondeur et équipées de modem pour la télétransmission des données mesurées. La précision sur les paramètres mesurés est la suivante :
  - Conductivité électrique :  $\pm 0,01$  mS/cm
  - Température :  $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$
  - Niveau piézométrique :  $\pm 0,05$  kPa
  
- ❖ 2 sondes de types Solinst levellogger model 3001 (Figure 11(b)) faisant les mêmes mesures que celles présentées ci-dessus, mais sans télétransmission :
  - Conductivité électrique :  $\pm 0,01$  mS/cm
  - Température :  $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$
  - Niveau piézométrique :  $\pm 1,5$ cm



Figure 11: Sonde Ecolog 800 (à gauche) et sonde Solinst (droite)

Ce site est principalement utilisé pour la caractérisation qualitative du processus de recharge :

- Le site expérimental N°2 (Figure 12) : est une triangulation de 3 lots de piézomètres dont 2 doubles captant différents réservoirs (Tableau 4) de l'aquifère et qui sont implantés à différentes positions (bas-fond et mi-pente). Il sert principalement à la quantification de la recharge et à la caractérisation des échanges verticaux entre les réservoirs

*Tableau 4: Caractéristiques des piézomètres du site expérimental N°2*

Ouvrage	Profondeur(m)	Profondeur crépine (m)	Réservoir capté	Porosité(%)
F4/1	34	28-32	Altération argileuse	3
F4/2	15	9-11	cuirasse	6
F3/1	39	27-33	Altération argileuse	3
F3/2	61	49-55	Schiste fissuré	0,5
FPzG	68	40-60	Schiste fissuré	0,5

Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien : cas du site du bassin versant de Tougou  
(Région du Yatenga BURKINA FASO)

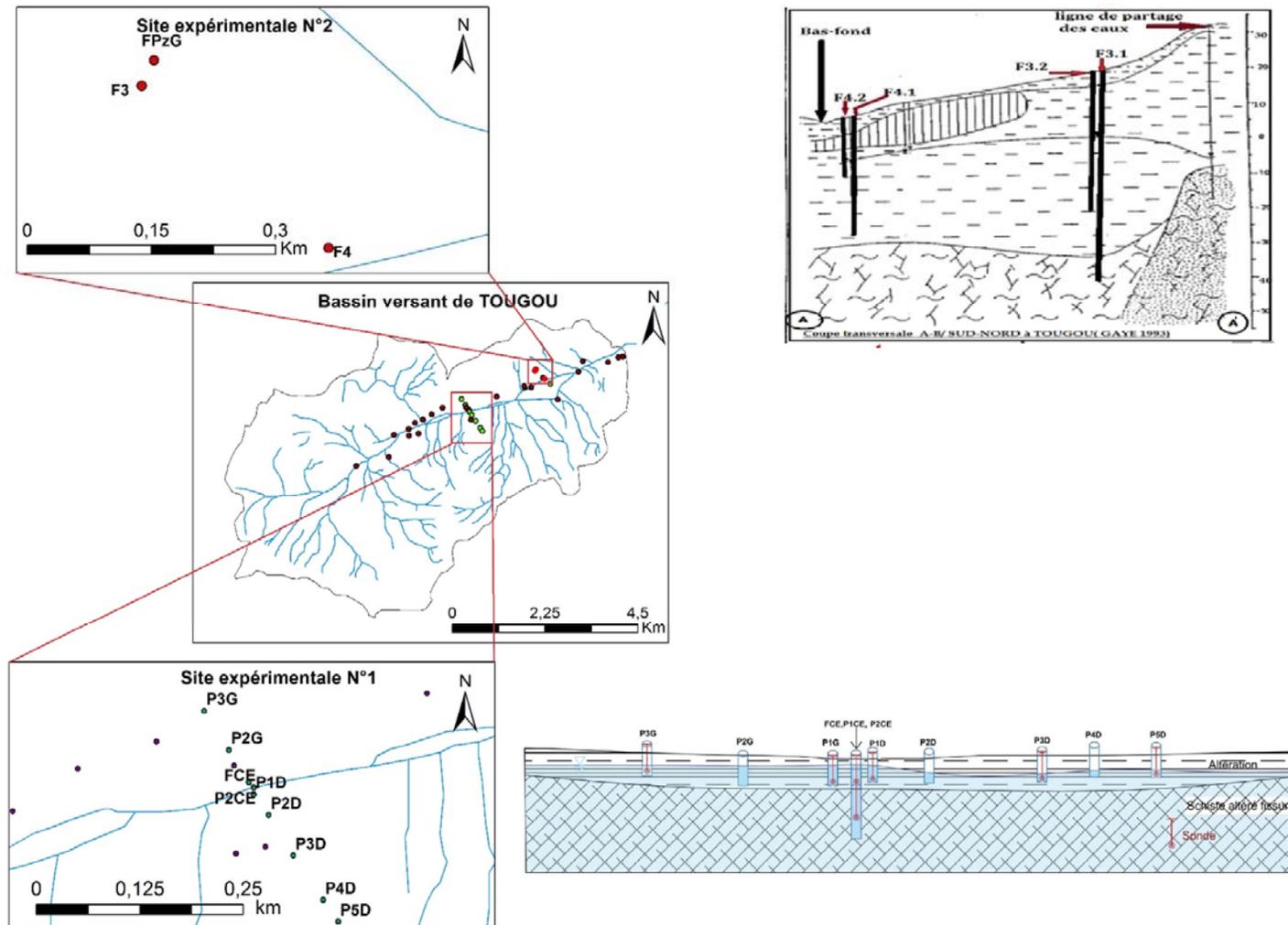


Figure 12: Présentation du site d'étude

À ces 2 sites sont associés 23 puits à grands diamètres répartis le long du bas-fond du bassin versant et permettant de suivre la piézométrie à plus grande échelle afin de déterminer les zones de recharge préférentielle.

## **I. Caractérisation du mécanisme de recharge**

### **1. Modèle conceptuel**

Dans la recherche des modes de recharge de l'aquifère, la conceptualisation de l'aquifère est une étape très importante. Il s'agira de déterminer la structure et la géométrie de l'aquifère afin de déterminer les zones pouvant constituer des zones de recharge. Pour ce faire, nous utiliserons dans un premier temps la tomographie de résistivité électrique qui permettra d'obtenir une image électrique du sol sans avoir à détruire le milieu. Dans un second temps, nous utiliserons la télédétection qui permettra de rechercher d'éventuelles failles sur le bassin. Enfin, les cuttings issus de différents ouvrages réalisés dans le bassin permettront de réaliser le profil d'altération des formations géologiques du bassin.

La synthèse de toutes les informations que nous tirerons de l'analyse, de la recherche de linéaments, de la tomographie électrique et de l'analyse des lithologs nous permettra de construire un modèle conceptuel représentatif pouvant servir à l'élaboration de modèle numérique pour des études plus détaillées (Aubertin et al. 2008)

#### **1.1) Tomographie de résistivité électrique**

Dans l'optique de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique, la connaissance de la géométrie et la structure de l'aquifère sont nécessaires. En effet ils influencent directement l'écoulement souterrain. Pour ce faire, nous avons réalisé des tomographies de résistivités électriques qui permettent d'obtenir une image électrique 2D du sol (Outoumbé, 2012).

Réalisation de profils ERT :

À l'aide d'un syscal R1 plus switch de 72 électrodes, nous avons procédé à la réalisation de profils de résistivités électriques. Pour ce faire, l'appareil, injecte un courant au travers de deux électrodes et mesure la différence de potentiel induite au travers de deux autres. Cette

différence de potentiel est ensuite traduite en résistivité apparente en fonction du sol et du dispositif utilisé (Equation 12). Cette opération est répétée plusieurs fois à différentes positions et profondeurs, donnant ainsi la résistivité apparente du sol à différentes positions (Figure 13). Dans le but d'obtenir une image assez nette des structures du sous-sol, les dispositifs qui ont été adoptés sont les wengers alpha et Beta, cela s'explique par le fait que lorsqu'ils sont associés, ils permettent une bonne restitution des structures complexes du sol (Souberyan et al. 2011).

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}; K = 2\pi \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (12)$$

Avec :

$\rho_a$  : la résistivité apparente

$\Delta V$ : différence de potentiel A et M

K : facteur géométrique

AM: distance entre les électrodes A et M en mètre

BM: distance entre les électrodes B et M en mètre

AN: distance entre les électrodes A et N en mètre

BN : distance entre les électrodes B et N en mètre

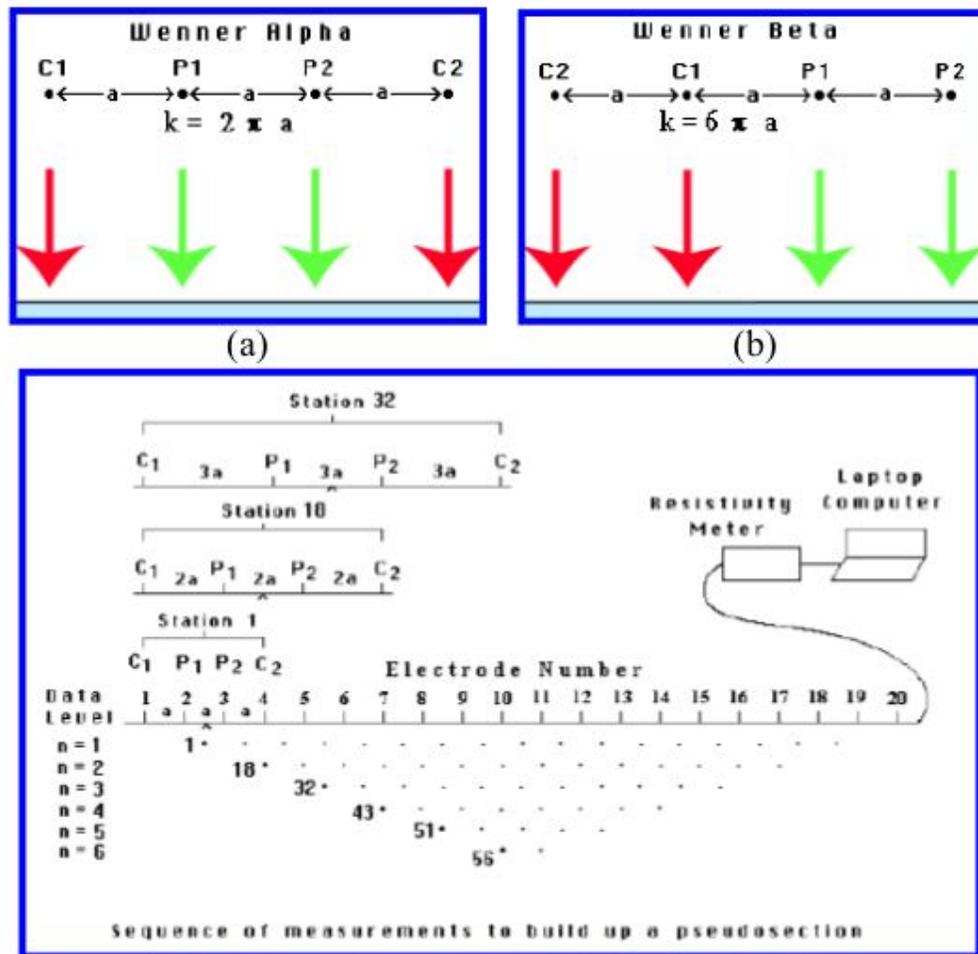


Figure 13: Acquisition de données wenner beta et alpha (source : Bp.Blogspot.com)

Suite à la phase de mesure sur le terrain, le logiciel prosyss II a été utilisé afin de télécharger les données du syscal.

Les données brutes issues des investigations de terrain sont par la suite exportées sur le logiciel X2ipi dans lequel on peut effectuer un prétraitement (suppression des valeurs aberrantes) puis un traitement avec d'abord l'assemblage des panneaux (le syscal à notre disposition ne permet de réaliser, grâce à son réseau de 72 électrodes, que des panneaux électriques de 350m. Ainsi pour des profils de plus de 350m il faut faire plusieurs panneaux et les assembler (concaténer). Par ailleurs ce logiciel permet d'intégrer la topographie du profil obtenu grâce à un GPS différentiel avec lequel les côtes de chaque électrode ont été levées au cours des mesures.

Une fois le profil de résistivité apparente réalisé, on exporte les données sur Res2dinv, un logiciel qui nous permet de passer des résistivités apparentes aux résistivités vraies au travers d'une opération appelée « inversion » .

Ainsi, 4 profils de résistivité traversant le bassin et de direction Nord 150°, passant par le cours d'eau (un à l'amont, 2 au centre du bassin et un à l'exutoire du bassin versant) ont été réalisés (Figure 14).

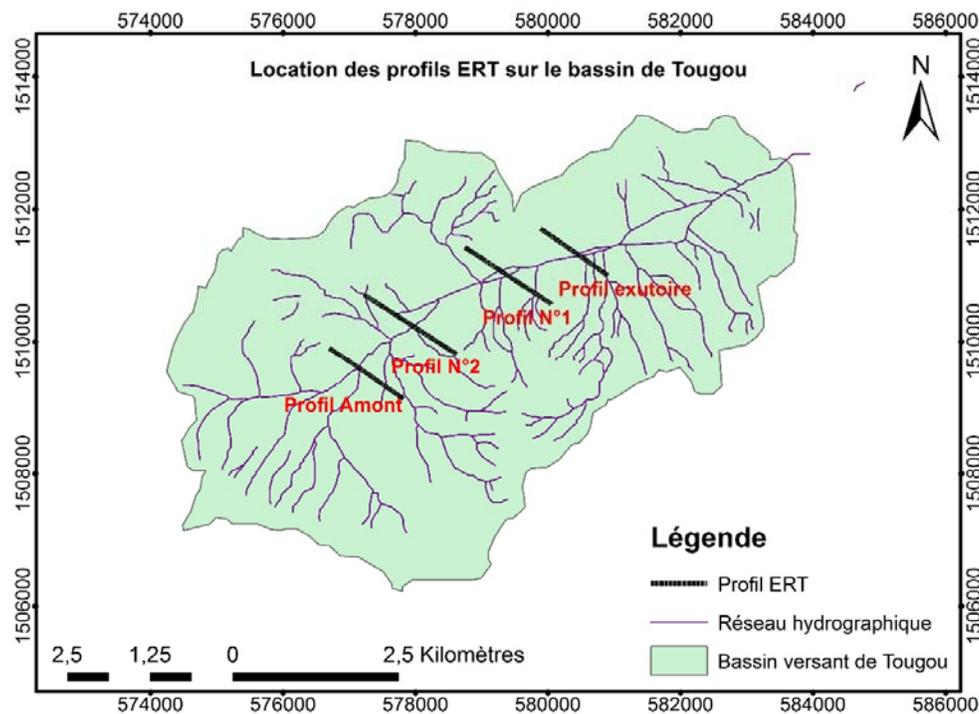


Figure 14: Localisation des profils ERT réalisés sur le bassin de Tougou

## 1.2) Analyse des lithologs

Après analyse des résultats issus du traitement des données de chaque profil, l'emplacement du profil de résistivité électrique N°2 a été choisi pour constituer le transect sur lequel les piézomètres devraient être réalisés. C'est ainsi que sur ce profil ont été implantés 11 piézomètres, dont trois (3) sur la rive gauche, trois (3) dans le lit mineur (dont un de 60m de profondeur atteignant la roche saine) et cinq (5) sur la rive droite (Figure 15).

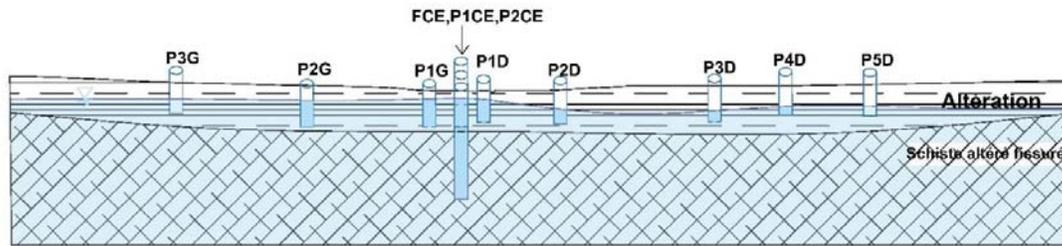


Figure 15: Localisation des piézomètres sur le transect

Ainsi lors de la foration de ces piézomètres, des échantillons de sols (cutting) ont été prélevés chaque 1m de profondeur afin de pouvoir dresser des profils lithologiques au niveau de chaque piézomètre (Figure 16).

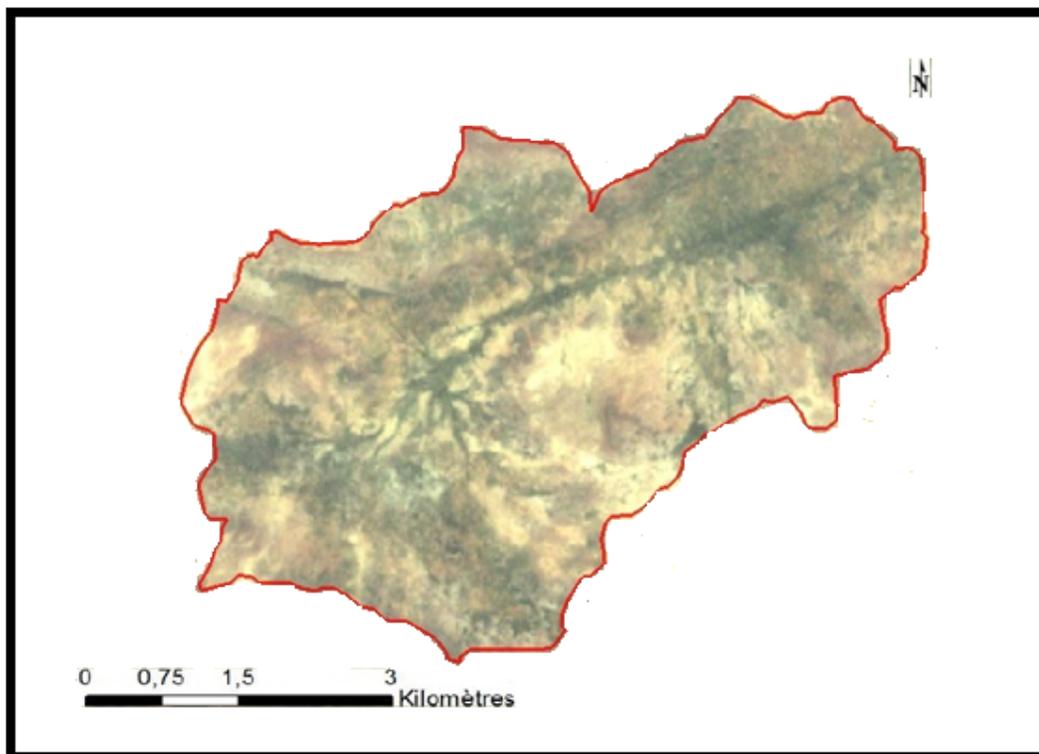


Figure 16: Prélèvement de cutting(a) et identification des formations géologiques(b)

Par la suite grâce au logiciel Gesfor et Forage V2.0 et sur la base des cuttings de forages, nous avons fait ressortir les coupes lithologiques de chaque piézomètre.

### 1.3) Recherche des voies préférentielles (linéaments)

L'étude d'IWACO sur le bassin fait état de voies préférentielles de recharge. Ces voies pourraient être dues à la présence de failles. Dans le but de faire ressortir la possible présence de failles sur le bassin versant, la télédétection est un outil puissant permettant de mettre en évidence des linéaments qui sont la probable représentation en surface de failles (O'leary, Friedman, et Pohn 1976). À cet effet, nous avons procédé au traitement d'une image satellite landsat 7 de septembre 2002 (Figure 17) avec le logiciel ENVI 5.1.



*Figure 17: Image Landsat 7 de Tougou du 10/09/2002 (Composition colorée RGB)*

Pour ce faire, les opérations suivantes ont été effectuées sur l'image :

- Premièrement, en vue de faciliter l'analyse et l'interprétation de l'image satellitaire composée de 7 bandes spectrales, l'on a appliqué une analyse des composantes principales (ACP) sur celui-ci. Cette opération a permis d'obtenir un nouveau groupement de données moins corrélées.
- Sur cette sur l'ACP de la première composante ont été appliqués par la suite les filtres Sobel nord-sud et est-ouest qui simulent un éclairage dans les mêmes directions afin de mettre en évidence la majorité des structures linéaires (Saley, 2003).

Ces filtres sont des matrices de 7\*7 représenté par les tableaux ci-dessous (Tableau 5) :

*Tableau 5: Matrice des filtres Sobel Nord-Sud et Est-Ouest*

N-S						
1	1	1	2	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1

E-O						
-1	-1	-1	0	1	1	1
-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-2	-3	0	3	2	1
-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	0	1	1	1

## 2. Caractérisation de la fluctuation piézométrique

L'un des moyens permettant de déterminer le mode de recharge de l'aquifère est la piézométrie. En effet, les zones de recharge se distinguent le plus souvent par une charge hydraulique dominant le reste de l'aquifère. De plus, l'évolution de la piézométrie dans le temps permet également d'obtenir des informations permettant de déterminer les modalités de recharge. Ainsi sur le bassin versant de Tougou tous les ouvrages permettant de suivre la piézométrie ont été mis à contribution (notamment les 11 piézomètres du site expérimental n°1, les 3 lots de piézomètres du site expérimental n°2 et les puits à grand diamètre). Il s'agira donc d'étudier la répartition spatiale et la variation temporelle de la charge (Equation 13) sur le bassin versant.

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{V^2}{2g} \quad (13)$$

Avec :

- H(m) : la charge hydraulique
- P : la pression
- $\rho$  : la masse volumique de l'eau :
- g : l'accélération de la pesanteur
- V : la vitesse du fluide

En hydrogéologie l'on se retrouve confronté à des vitesses d'écoulement très faibles d'où l'on néglige l'énergie cinétique (De fetter 1980). La charge hydraulique se résume alors à l'expression suivante (Equation 14) :

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} \quad (14)$$

Cette charge se calcule par rapport à un repère qui est le plus souvent le niveau zéro des mers, ainsi la charge hydraulique se résume dans ce cas à la côte du plan d'eau dans l'ouvrage au niveau duquel la charge est déterminée.

La détermination de la charge hydraulique suppose donc que la cote de l'ouvrage à laquelle la charge est recherchée soit connue lorsque le niveau moyen des mers est pris comme repère. C'est ainsi que la première étape de ce travail a consisté à déterminer la cote des ouvrages suivis, car le niveau moyen des mers sera celui considéré par la suite.

## **2.1) Identification et nivellement des ouvrages**

L'identification des ouvrages s'est faite à l'aide d'un GPS Garmin etrex 20, avec lequel nous avons fait une visite du bassin d'amont en aval afin d'identifier les puits à grands diamètres. Par la suite, nous avons procédé au nivellement de tous les ouvrages qui permettent de suivre la piézométrie sur le bassin.

Le nivellement désigne toutes les voies et moyens qui permettent de déterminer la cote d'un point par rapport à un autre. Ainsi afin de déterminer les côtes de nos ouvrages un nivellement de ces points par rapport à une borne IGB a été effectué en utilisant les outils et méthodes suivants :

### **2.1.1) Piézomètres du site expérimental n°1**

Pour rappel il s'agit ici du nivellement des 11 piézomètres implanté sur le transect du site expérimental n°1. Leur nivellement s'est fait par nivellement direct ou géométrique, qui se fait à l'aide d'un niveau, d'une mire et d'un trépied (Figure 18). Elle consiste à mesurer la différence d'altitude par rapport à un point connu qui se traduit par une différence de lecture entre deux points (Figure 18). Il constitue l'outil le plus précis de détermination des côtes et se traduit par la relation suivante (Equation 15) :

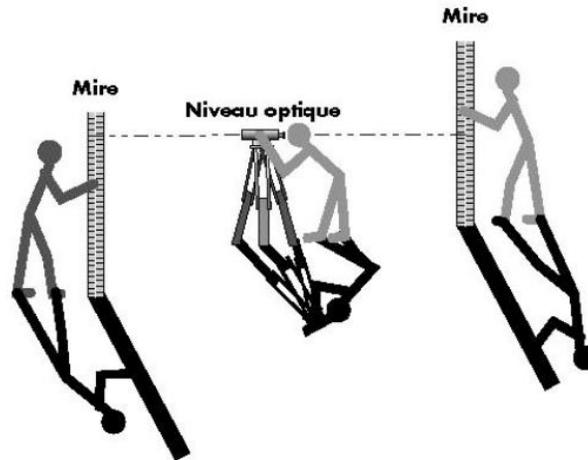


Figure 18: Lecture directe (Kesteloot, 2013)

$$ZR2 = ZR1 + \sum (AR - AV) \quad (15)$$

Avec :

Z : la cote

R1 : le point de départ

R2 : le point d'arrivée

AR : la lecture arrière

AV : lecture avant

À cet effet, la différence d'altitude appelée dénivelée a été déterminée entre tous les piézomètres constituant ainsi un cheminement et afin de garantir la fiabilité des données récoltées, ce nivellement a été fait en respectant deux conditions :

- Vérification de la valeur du fil niveleur : le réticule du niveau, présente trois fils stadimétriques (fils supérieur, inférieur et niveleur) qui permettent de faire des lectures correctes, ainsi la moyenne arithmétique des fils supérieurs et inférieurs doit être égale au fil supérieur.

- Cheminement aller-retour : il s'agit d'effectuer un cheminement du point de départ vers le point d'arrivée puis du point d'arrivée vers le point de départ. La différence de dénivelé entre les deux cheminements est appelée fermeture et doit être inférieure à une valeur appelée « tolérance » et en cas de non-respect de cette condition, le cheminement est à reprendre.

### 2.1.2) Puits

Les puits ont été levés par nivellement indirect ou trigonométrique à l'aide d'une station totale LEICA et d'un déflecteur (Figure 19).

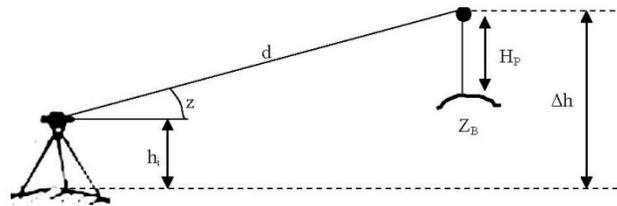


Figure 19: Lecture indirecte (Kesteloot, 2013)

La différence d'altitude entre deux points est ici obtenue par calcul de la dénivelée à partir de la distance oblique entre les points, et l'angle (également appelé distance zénithale). Ainsi l'altitude peut se calculer de la façon suivante (Equation 16) :

$$Z_B = Z_A + h_i + d \cdot \sin(z) - H_p \quad (16)$$

Avec :

- $Z_A$  : Altitude du point de départ
- $Z_B$  : Altitude du point d'arrivée
- $H_i$  : hauteur du théodolite
- $d$  : distance oblique séparant les deux-points
- $z$  : angle zénithal
- $H_p$  : hauteur du déflecteur

L'appareil fonctionne de façon automatisée. La mesure de dénivelée y est faite par émission d'un rayon lumineux sur le déflecteur. Le rayon réfracté par le déflecteur est alors utilisé par l'appareil pour déterminer la dénivelée entre les points

### **2.1.3) Piézomètres du site expérimental n°2**

La triangulation de 3 lots de piézomètres constituant le site expérimental n°2 ont fait l'objet d'un nivellement antérieur et les côtes obtenues lors de ce nivellement seront celles utilisées pour cette étude.

## **2.2) Cartes piézométriques**

Après la détermination de la côte de chaque ouvrage, la donnée indispensable à la création d'une carte piézométrique est la connaissance du niveau d'eau dans les différents ouvrages. Pour ce faire, un agent de terrain est chargé de mesurer les niveaux d'eau dans les piézomètres de chaque site expérimental de façon journalière tandis que pour les puits à grand diamètre, la mesure se fait au pas de temps bihebdomadaire (lundi et jeudi).

À partir de la charge obtenue en différents points de l'espace, et à l'aide du logiciel Surfer 11 on peut alors tracer les iso pièzes sur le bassin versant grâce à la méthode d'interpolation linéaire par triangulation pour éviter que l'interpolation ne se fasse dans les zones où il n'y a pas d'ouvrages. Cette carte sera établie en période de basses eaux où le niveau piézométrique est au plus bas dans l'aquifère et en période de hautes eaux où le niveau piézométrique est maximal et ce afin d'observer d'éventuels changements dans le comportement de l'aquifère en fonction des saisons.

## **2.3) Variation spatio-temporelle de la piézométrie**

### **2.3.1) Variation horaire de la piézométrie**

L'analyse des données horaires des sondes de mesure automatique fait ressortir l'existence d'une fluctuation de la nappe à l'échelle horaire comme en témoigne la figure suivante qui présente la fluctuation piézométrique sur 48 heures dans le piézomètre P3D (Figure 20) :

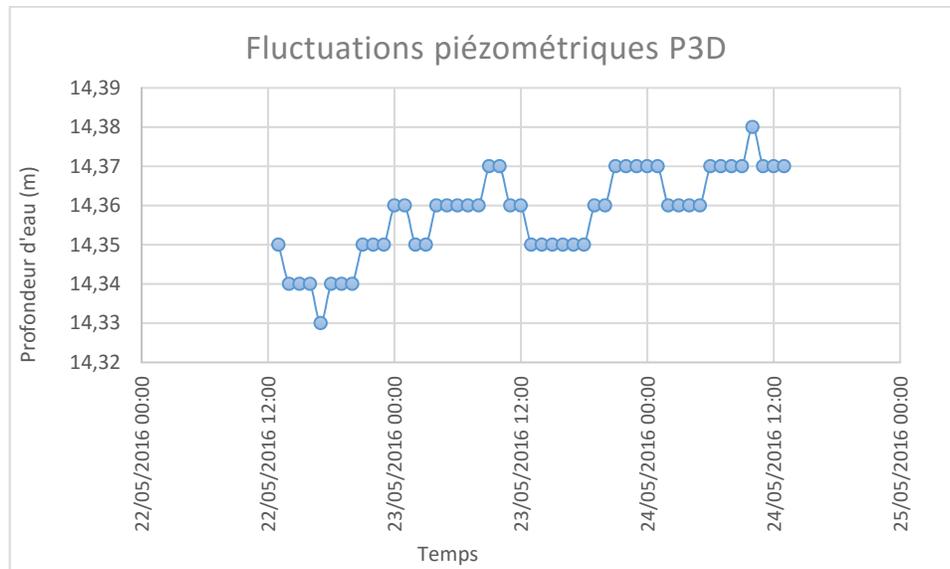


Figure 20: Fluctuation piézométrique sur 48 h dans le piézomètre P3D

On peut y voir la nappe alternée des cycles de montée et de descente de façon périodique. Dans l'optique de montrer la périodicité de cette fluctuation, on a procédé à une analyse spectrale sur les 517 premières heures de mesure avant que les pluies ne commencent afin d'éviter les erreurs induites par la réaction de la nappe face à la pluie.

Cette analyse spectrale consiste en la décomposition d'une série chronologique en une somme de sinusoides grâce aux séries de fourriers. Et donc, dans un premier temps demande de connaître les coordonnées de la composée de fourrier (partie imaginaire, partie réelle), puis le périodogramme qui présente l'amplitude des événements les plus récurrents en fonction de la période.

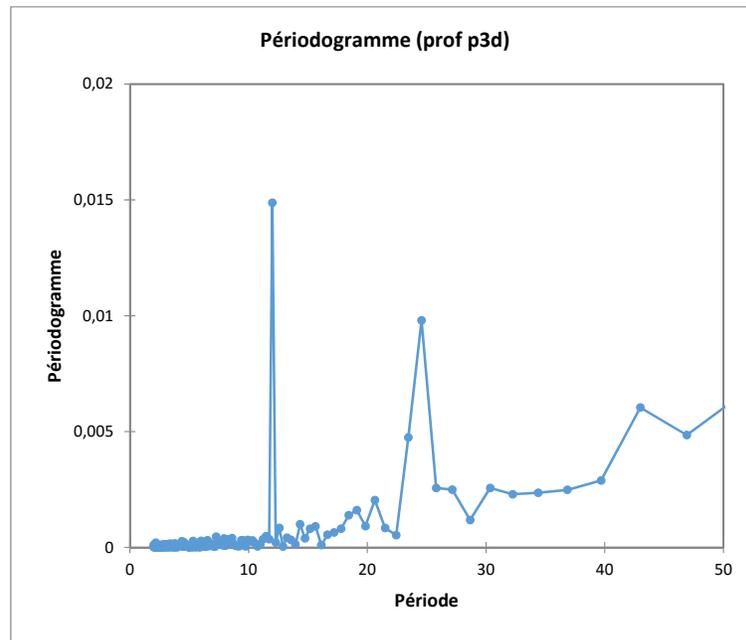
Elle a été faite grâce au logiciel XLSTAT 2016 et le périodogramme est obtenu par la formule suivante

$$I_k = \frac{n}{2} \sum_{i=1}^n (a_k^2 + b_k^2) \quad (17)$$

Avec :

$$a_k = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n X_i \cos(\omega_k(t - 1)) \quad (18)$$

$$b_k = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n X_i \sin(\omega_k(t - 1)) \quad (19)$$



*Figure 21: Exemple de périodogramme (P3D)*

Les pics ainsi observés sur le périodogramme représentent les événements de plus grande récurrence.

Une fois, les périodicités de ces événements mises en évidence, elles seront comparées aux principales ondes luni-solaires, car elles sont le plus souvent à l'origine de fluctuations dans les aquifères captifs (Lalbat 2006).

### **2.3.2) Variation temporelle de la ligne piézométrique sur le site expérimental n°1**

Les charges ainsi obtenues sont ensuite représentées sur un graphique en fonction de la position de l'ouvrage ayant été utilisé, afin de représenter la ligne piézométrique. L'allure de la ligne piézométrique nous permettra d'une part de faire un comparatif entre le sens d'écoulement supposé dans le modèle conceptuel et l'écoulement prenant réellement place dans l'aquifère. D'autre part, la répartition de la charge hydraulique nous permettra d'identifier les points de recharge probable de l'aquifère qui se caractérise par une charge piézométrique relativement supérieure à celle du reste de l'aquifère.

D'autre part, la ligne piézométrique sera représentée pour chaque mois entre mars 2016 et septembre 2016 afin de suivre d'éventuelles modifications de la ligne piézométrique au cours du temps en fonction des différentes conditions (période de décharge et de recharge)

auxquelles est soumis l'aquifère. Les causes d'éventuelles Changements qui pourraient intervenir au niveau de la ligne piézométrique nous permettront d'obtenir des informations sur les possibles processus de recharge ou de décharge de l'aquifère.

### 2.3.3) Analyse de la fluctuation piézométrique sur le site expérimental n°1

Il s'agira ici de suivre l'évolution de la piézométrie au pas de temps journalier, dans chacun des 11 ouvrages composant le site expérimental n°1 afin d'étudier le comportement de la nappe dans le temps et l'espace de façon plus détaillée afin de faire ressortir d'éventuelles dissemblances dans le comportement en fonction des conditions propres à chaque ouvrage. La réaction de la nappe par rapport à la pluie en fonction des événements pluvieux étant une approche permettant de déterminer le mécanisme de recharge d'un aquifère (Cai et Offerdinger 2016), alors nous l'étudierons par la suite dans chaque ouvrage tant en temps qu'en amplitude. Cela nous permettra d'identifier les possibles lieux de recharge et le mouvement suivi par les eaux afin de se répartir dans la nappe depuis leurs lieux d'entrées.

## 3. Caractérisation du mécanisme de la recharge à l'aide de traceur physico-chimique

A la suite des informations tirées de la conceptualisation et de la piézométrie nous avons entrepris de rechercher des informations supplémentaires afin de renforcer la connaissance que nous avons acquise du milieu. Pour ce faire, nous avons effectué un traçage naturel à la conductivité électrique et à la température ; réputé pour leur pertinence dans le suivi des mouvements de l'eau (Stonestorm et constantz, 2003). Ce traçage a donc consisté à suivre l'évolution de ces paramètres de façon journalière à l'aide de sondes automatiques installées dans certains piézomètres (Figure 22).

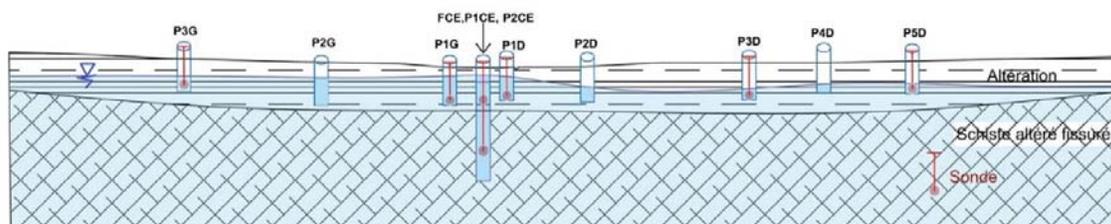


Figure 22: Localisation des sondes dans les piézomètres du site expérimental N°1

Les paramètres suivants ont été ainsi utilisés et suivis comme suis :

### 3.1) Conductivité :

La conductivité a été utilisée ici afin de suivre les mélanges d'eau ainsi que les transferts de masse dans l'aquifère. Pour ce faire, la conductivité a été mesurée au pas de temps journalier en saison sèche comme en saison des pluies et représenté sur un graphique pour chaque ouvrage suivis. L'interprétation des graphiques ainsi obtenus nous permet ainsi d'appréhender les différents mélanges d'eau dans l'aquifère et entre l'aquifère et la surface. Puis de déterminer si la recharge alimentant une zone de l'aquifère est direct ou pas. Afin de déterminer les zones d'entrée des eaux dans l'aquifère.

Ainsi afin de suivre ce paramètre, les sondes avant d'être installées ont dû être calibrées afin de garantir la fiabilité des mesures. Cette opération consiste à plonger la sonde dans une solution de calibration (Solution de conductivité connue) et de lui faire faire des mesures jusqu'à ce que la conductivité mesurée par la sonde soit égale à celle de la solution. Et pour ce faire on a utilisé une solution de 1411  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et un pc sur lequel le logiciel du fabricant est installé (Figure 23).



*Figure 23: Calibration des sondes*

### 3.2) Température :

Parallèlement au suivi de conductivité électrique nous avons suivi la température au même pas de temps et joint les données obtenues au graphique de conductivité électrique afin de confirmer que les transferts de masse observés sont vraiment des transferts de masse car si un transfert de pression il y'a, la température du milieu doit connaître un changement en réponse à l'arrivée d'une eau provenant d'une zone différente

#### 4. Caractérisation des échanges verticaux (Site expérimental N°2)

En vue de caractériser les échanges entre réservoirs de l'aquifère, nous nous sommes basés sur une série de données chronologiques de piézométrie sur le site expérimental N°2 qui pour une même position captent différents niveaux de l'aquifère. Ce site se compose de 3 lots de piézomètres (Figure 24 et Tableau 6), dont deux doubles suivis sur le bassin versant de Tougou depuis 2010. Ces piézomètres sont placés à différents points de l'espace (bas-fond et mi-pente) et captent des profondeurs et formations géologiques différentes.

Sur ce site ce sont les échanges verticaux dans la nappe qui sont étudiés au travers de cette triangulation de piézomètres. En effet les doubles piézomètres permettent de suivre la variation dans différents réservoirs à différentes positions de l'aquifère et pour la même position.

Le suivi piézométrique y est également fait grâce à une sonde manuelle et la charge hydraulique s'y calcule comme avec les piézomètres du site expérimental N°1. La fluctuation piézométrique observée depuis 2010 a alors été analysée pour la détermination des modalités de recharge au travers des variations spatiales et temporelles de la piézométrie.

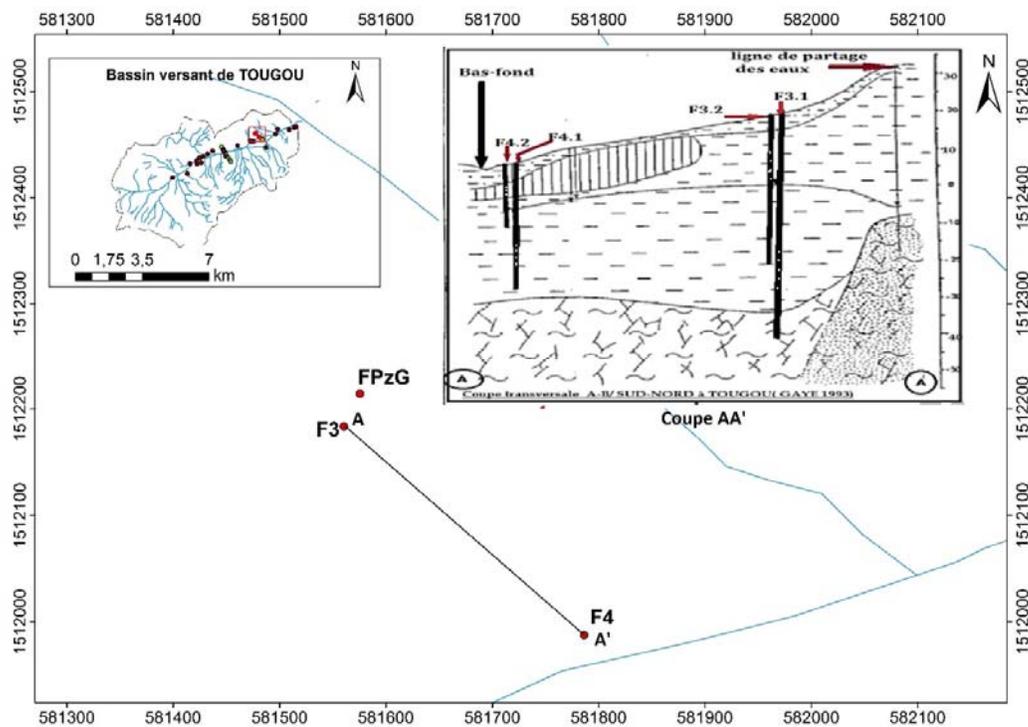


Figure 24: Site expérimental N°2

*Tableau 6: Caractéristiques piézomètres du site expérimental N°2*

Ouvrage	Profondeur(m)	Profondeur crépine (m)	Réservoir capté	Porosité(%)
F4/1	34	28-32	Altération argileuse	3
F4/2	15	9-11	cuirasse	6
F3/1	61	49-55	Schiste fissuré	0,5
F3/2	39	27-33	Altération argileuse	3
FPzG	68	40-60	Schiste fissuré	0,5

## II. Quantification de la recharge

Comme nous avons pu le voir plus haut la quantification de la recharge peut s'effectuer par différentes méthodes. Ainsi, d'une part il convient de choisir des méthodes adaptées aux processus de recharge de l'aquifère afin de tenir compte des disparités pouvant entraîner des différences dans la quantité d'eau rechargée en fonction des processus de recharge.

D'autre part, toutes les méthodes utilisées se basent sur différentes considérations. Chacune des considérations s'accompagne d'incertitude. Il convient donc d'en utiliser plusieurs afin de se rassurer de la qualité des résultats obtenus. Les méthodes choisies ci-dessous l'ont été sur la base des données et matériels disponibles.

### 1. Méthode de la fluctuation piézométrique

Sur la base des fluctuations dans les 3 lots de piézomètres du site expérimental n°2 qui captent différentes profondeurs et placés à différentes positions suivis depuis 2010. Nous avons quantifié la recharge par la méthode de la fluctuation piézométrique pour différentes positions et profondeurs et cela par la formule suivante (Equation 20) :

$$R = \frac{\Delta h}{\Delta t} * S_y \quad (20)$$

Avec :

- $\Delta h$  : la fluctuation piézométrique pendant la période de recharge considérée ici prise comme la différence entre la charge piézométrique des hautes eaux et celle pendant les basses eaux,
- $\Delta t$  : l'intervalle de temps sur lequel la recharge se calcule
- $S_y$  : la porosité de drainage considérée ; elle est celle obtenue par IWACO au sortir du projet bilan d'eau en 1990.

Par la suite nous calculerons la recharge en fonction des positions (bas-fond et mi- pente). Pour ce faire nous procéderons comme suit :

- Pour le bas-fond :

La cuirasse n'étant pas présente sur l'ensemble du bassin nous ne considérerons que le piézomètre F4/1 captant l'altération argileuse.

- Pour la mi-pente :

Il s'agira d'additionner la moyenne des recharges dans le milieu fissuré à la recharge dans le piézomètre F3/2 (altération) ainsi par la formule:(Equation 21)

$$R(mi - pente) = R(F3/2) + \frac{R(F3/1)+R(FPzG)}{2} \quad (21)$$

Pour la recharge sur le bassin elle sera la moyenne arithmétique de la recharge dans le bas-fond et à la mi- pente (Equation 22)

$$R = \frac{R(basfond)+R(mi-pente)}{2} \quad (22)$$

## 2. Bilan hydrique

Depuis 2005 les paramètres hydrologiques tels la pluie, le ruissellement sont mesurés sur le bassin versant. Alors en partant de la loi de conservation de la matière on peut dresser un bilan des entrées et sorties d'eau sur le bassin (Equation 23), afin de déterminer le volume d'eau

éapotranspiré au cours de chaque cycle hydrologique de 2010 à nos jours. Son rôle sera de vérifier les résultats obtenus par la méthode de la fluctuation piézométrique en comparant les résultats obtenus par d'autres études dans la zone. Ainsi :

$$\text{Apports} = \text{Entrées} \pm \Delta S \quad (23)$$

Avec ici comme entrées la pluie et comme sorties le ruissellement, l'évapotranspiration, l'infiltration, d'où la formule :

$$P = I + ETR + R \pm \Delta S \Rightarrow ETR = P - I - R \pm \Delta S \quad (24)$$

Avec :

**P** : la pluie ; Est obtenue grâce à 5 stations pluviométriques composées de plusieurs instruments de mesure tels que les pluviomètres et enregistreurs automatiques, pluviographes et pluviomètres) installés sur le bassin versant. Elle est prise comme la moyenne des hauteurs d'eau mesurées par chaque station.

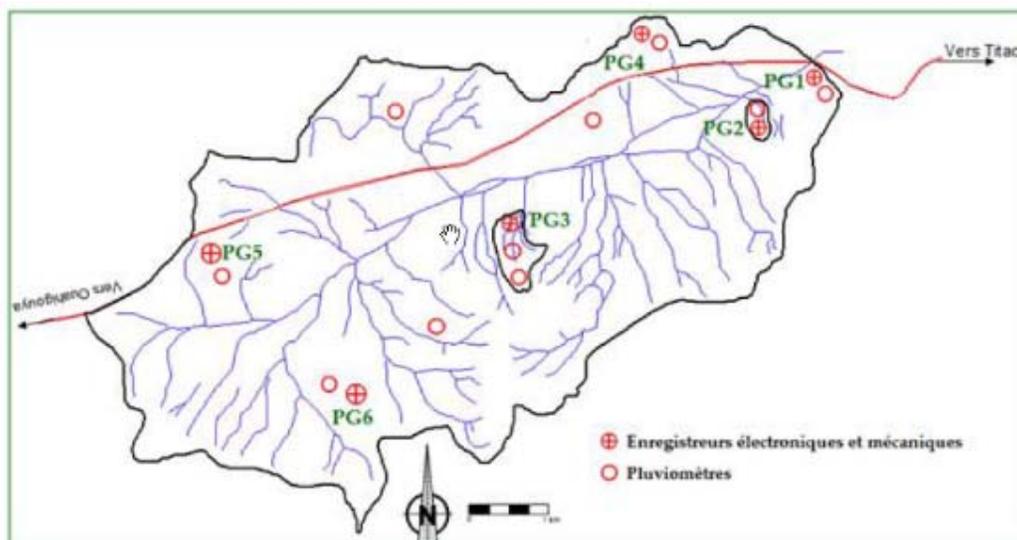


Figure 25: Poste pluviométrique de Tougou (Mounirou 2012)

**R** : Le ruissellement ; Afin de quantifier le ruissellement des jaugeages et des mesures de hauteurs d'eau à l'exutoire du bassin.

- Les jaugeages permettent d'établir une loi reliant le débit à l'exutoire à la hauteur d'eau à l'exutoire et ce à l'aide d'un moulinet ou micro moulinet pour les mesures de vitesses et d'une échelle pour les mesures de hauteurs d'eau
- Les mesures de hauteurs d'eau sont faites de façon automatique grâce à un thalimède qui est un enregistreur automatique équipé d'un contrepoids et d'un flotteur grâce auquel il enregistre les variations de hauteurs d'eau dans le cours d'eau
- La lame d'eau ruisselant au niveau de l'exutoire est alors calculée de la manière suivante : (Equation 26)

$$V_e = \sum_{k=1}^N V_k \text{ Avec } \sum_{i=1}^n \frac{(Q_i + Q_{i+1})}{2} * (t_{i+1} - t_i) \quad (25)$$

$$L_e = \frac{1000 * V_e}{S} \quad (26)$$

Avec :

$V_k$  ( $m^3$ ) : Volume total écoulé pendant l'épisode pluvieux k ;

$Q_i$  et  $Q_{i+1}$  ( $m^3/s$ ) : débits observés au cours de l'épisode pluvieux

n : nombre de débits instantanés observés au cours de l'épisode pluvieux

S ( $Km^2$ ) : aire du bassin versant

**ETR** : l'évapotranspiration réelle

**I** : l'infiltration étant prise étant égale à la recharge calculée par la méthode de la fluctuation piézométrique

$\Delta S$  : variation de stock sera considéré nulle lors d'un cycle hydrologique complet

Mais pour des raisons de manque de données en pluviométrie et/ou en ruissellement, ce bilan ne sera pas possible pour les années 2013 et 2015.

**TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS**

## I. Caractérisation du mécanisme de recharge

### 1. Modèle conceptuel

#### 1.1) Tomographie de résistivité électrique

La figure ci-dessous (Figure 25) représente une imagerie 2D de résistivités électriques obtenue à partir du profil N°2. L'analyse de celui-ci révèle:

- En surface, les versants du bassin sont caractérisés par des matériaux de résistivité très élevée (1300 à 4000 $\Omega$ .m). L'épaisseur de ces matériaux ainsi que les valeurs de résistivités associés diminuent au fur et à mesure qu'on tend vers le lit du cours où quelques blocs localisés de matériaux endurcis caractérisés par de fortes valeurs de résistivités électriques persistent. De plus, sur les versants en dessous des couches de résistivité très élevée, on retrouve une couche d'une résistivité comprise entre 150 et 450 $\Omega$ .m entre 20 et 30m de profondeur.
- Dans le lit majeur on constate la présence d'une fine couche d'une épaisseur de 1 à 2m de résistivité variant entre 50 à 150 $\Omega$ .m au-dessus de la couche de forte résistivité. Cette couche se prolonge jusqu'au centre du bas fond dans le lit mineur.
- En dessous de 25m en moyenne on voit apparaître une couche en bleu de très faible résistivité variant entre 2 et 18 $\Omega$ .m représentant la partie saturée de l'aquifère, car l'eau étant conductrice de courant électrique sa présence a pour effet d'entraîner une résistivité faible, la résistivité étant inversement proportionnelle à la conductivité.
- On peut également relever la présence de structure verticale (50 à 150  $\Omega$ .m) partant de la limite inférieure de la cuirasse et atteignant le bas du panneau.
- À la base du profil électrique on retrouve des résistivités de l'ordre de 53 à 1300  $\Omega$ .m qui représente le substratum rocheux de l'aquifère.

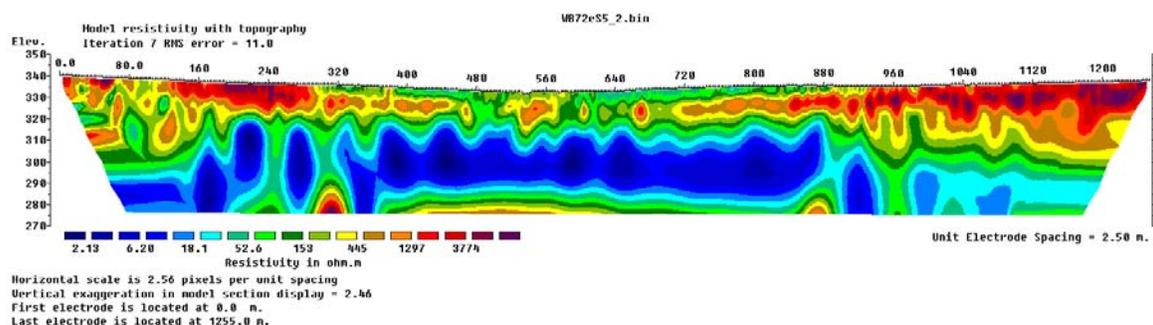


Figure 26: Imagerie 2D de résistivités électriques obtenue à partir du profil N°2

## 1.2) Analyse des lithologs

L'analyse des 11 lithologs réalisés à partir des cuttings de forages révèle que le profil d'altération du site se présente de haut en bas comme suit :

- Une carapace latéritique très endurcie : Elle occupe les sommets des versants avec une épaisseur variant entre 3 et 12 m et est absente au niveau du lit du cours d'eau. De plus, elle semble se comporter comme un toit imperméable pour l'aquifère, car les arrivées d'eau notées lors de la foration dans les zones où elles sont présentes se font toujours en dessous de cette carapace dans lesquelles, entraînant ainsi une captivité de l'aquifère dans cette zone.

- Les argiles latéritiques : elles se retrouvent à tous les niveaux du transect comme suit :

Sur les versants on retrouve au-dessus de la cuirasse latéritique une fine couche d'argile latéritique et sableuse d'une épaisseur de 1 à 2m. Cette fine couche s'étend jusqu'au niveau du lit mineur du cours d'eau où elle prend une épaisseur plus importante (23m) et dans laquelle on retrouve des nodules de fer et des graviers latéritiques.

En dessous de la cuirasse latéritique sur les versants on a plutôt à faire à une argile jaune kaolinisée d'une épaisseur de 4 à 25m d'épaisseur. Néanmoins à certains endroits on retrouve une fine couche d'argile rouge juste en dessous de la cuirasse latéritique.

- Le schiste altéré : En dessous de toutes ces couches, on retrouve à partir d'une profondeur de 23m (lit mineur) à 25m une couche de schiste très altéré d'une épaisseur de 5 mètres. Cette couche est entre une couche de schiste légèrement altéré jusqu'à environ 55 m.

- Le schiste sain : il est observable à partir de 55 m de profondeur et constitue le substratum rocheux de l'aquifère.

Les lithologs obtenues du traitement des données de foration se présentent comme dans la figure suivante:

Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien : cas du site du bassin versant de Tougou (Région du Yatenga BURKINA FASO)

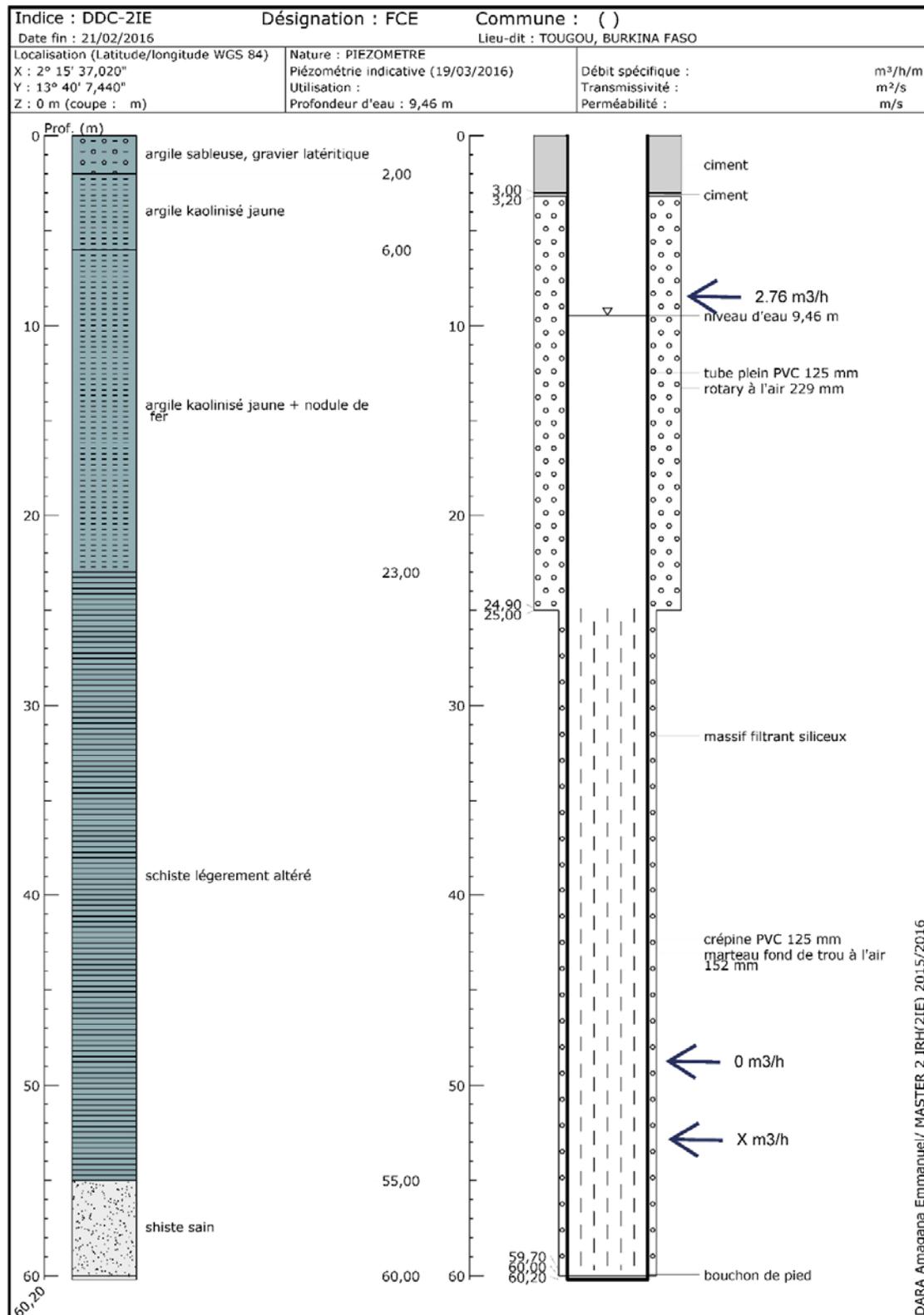


Figure 27: Coupe lithologique du forage profond FCE

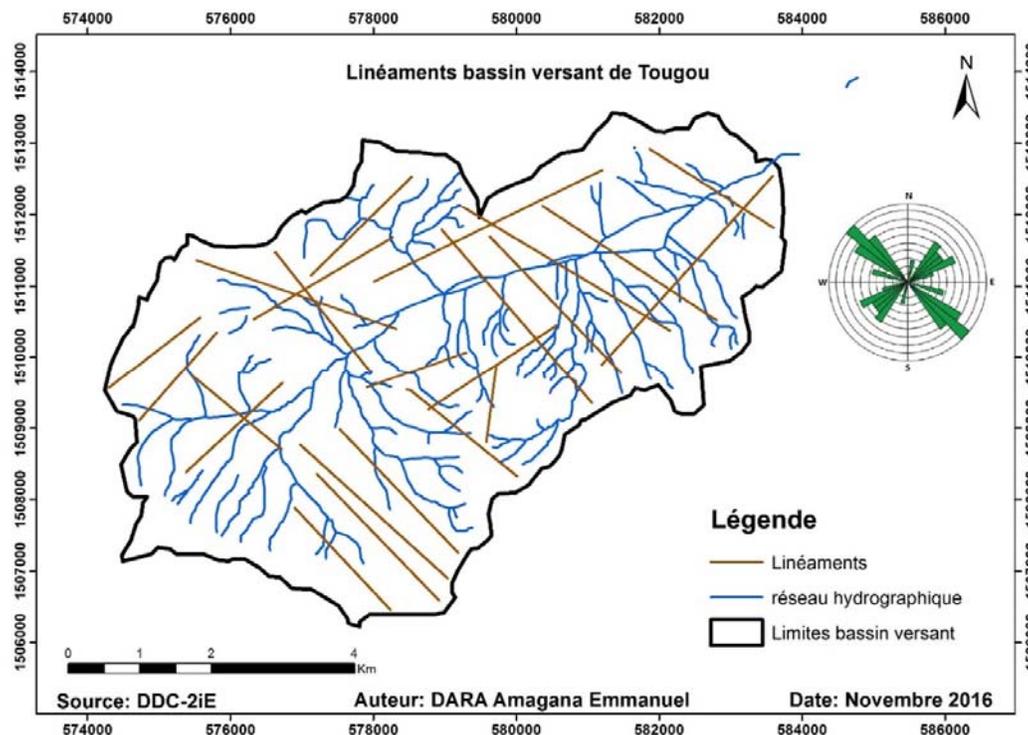
### 1.3) Recherche d'axes d'écoulement préférentiels

Après l'application d'une ACP et des filtres sobel nord-sud et Est-ouest (voir Annexe 1), plusieurs linéaments ont pu être relevés à la surface du bassin versant comme l'indique la *Figure 28*. On peut ainsi constater que ces différents linéaments sont repartis sur toute la surface du bassin versant avec une forte densité dans sa partie Nord-Est.

Deux grands groupes de linéaments sont distinguables sur le bassin :

- Les linéaments d'une orientation comprise entre  $54^{\circ}$  et  $67^{\circ}$  Nord qui pourraient correspondre à la direction des diaclases et leucocrates qui recoupent les schistes dans le Yatenga (Gamsonre, 1975)
- Les linéaments d'une orientation comprise entre  $118^{\circ}$  et  $144^{\circ}$  Nord qui sont proches des directions des linéaments trouvés par IWACO (1990) à la suite d'une photo-interprétation d'images du bassin versant.

Tous ces linéaments s'ils s'avèrent être des fractures pourraient constituer des lieux d'infiltration préférentielle et donc de recharge.



*Figure 28: Carte de linéaments majeurs du bassin de Tougou*

#### 1.4) Modèle conceptuel

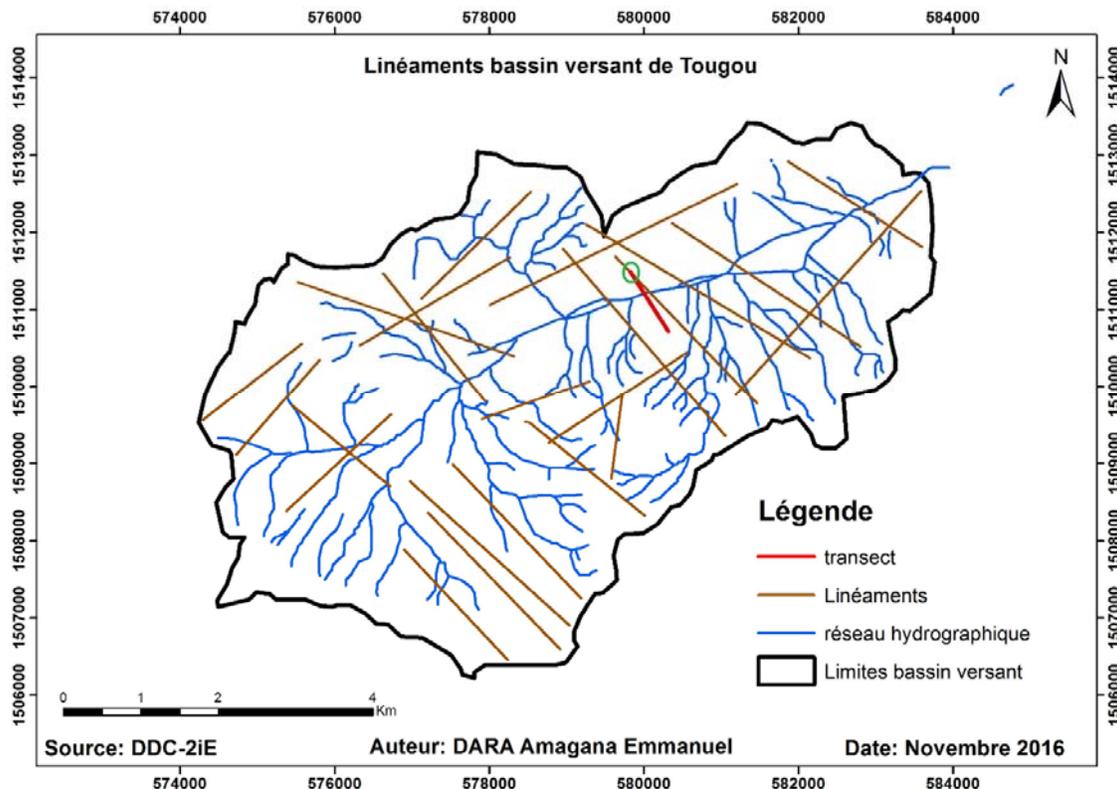
À partir de toutes les informations énumérées précédemment on arrive à la conclusion suivante :

- Les couches de résistivités très élevées (1300 à 4000 $\Omega$ .m) qui s'étendent du versant au bas-fond tout en perdant en résistivité et en épaisseur, correspondent à la cuirasse latéritique très endurcie qui constitue un frein à l'infiltration, mais un catalyseur pour le ruissellement du fait de sa très faible perméabilité.
- En dessous de cette cuirasse la couche de résistivité comprise entre 150 et 450 $\Omega$ .m entre les profondeurs 20 et 30m correspond à la couche d'argile kaolinisée
- De la vallée au lit mineur la couche superficielle d'une épaisseur de 1 à 2m d'une résistivité variant entre 50 à 150 $\Omega$ .m, au-dessus de la cuirasse latéritique endurcie correspond-elle à un sol argilo-sableux dans lequel l'infiltration des eaux est possible, mais la présence de la cuirasse en profondeur entrainera un écoulement de subsurface vers le lit mineur.
- Le centre du bas fond est constitué de sols de faibles résistivités notamment d'une résistivité entre 50 et 150  $\Omega$ .m qui correspondent à de l'argile kaolinisée jaune contenant des nodules de fer comme le montre les lithologs des piézomètres du lit mineur. Cette zone constituerait ainsi la principale zone d'infiltration des eaux, car elle est dépourvue de cuirasse s'opposant à l'infiltration et la présence de nodule de fer dans l'argile améliore fortement la porosité de cette zone.
- En dessous de 25m en moyenne on voit apparaître une couche bleu de très faible résistivité variant entre 2 et 18  $\Omega$ .m. Cette couche correspond au schiste altéré dans la zone saturée de l'aquifère. En effet la présence d'eau ayant pour conséquence la mesure de résistivités électriques très faible car étant plus conducteur que la roche
- La présence de structure verticale d'une résistivité de 50 à 150 $\Omega$ .m proche de celle de l'argile révélée par le panneau électrique. Celle-ci qui part de la limite inférieure de la cuirasse et atteint le bas du panneau, pourrait être le résultat d'une activité tectonique qui a entraîné une déchirure du sol, mais sans occasionner de rupture du sol. Il s'agirait ainsi de réseaux de diaclases, qui sont le résultat d'épisodes géologiques pendant lesquelles une roche va se fendre sans déplacement de l'une ou l'autre partie perpendiculaire à la stratification suivant un axe vertical.

Ces diaclases du fait de la perméabilité plus élevée sont susceptibles de représenter des couloirs d'écoulement préférentiel, ce qui pourrait accélérer le processus d'altération des schistes en argile d'où leur résistivité proche de celle de l'argile.

- À la base du profil électrique on retrouve des résistivités de l'ordre de 53 à 1300 $\Omega$ .m représentant le substratum rocheux de l'aquifère (la roche saine : schiste).

- La discontinuité observée au niveau de la cuirasse latéritique sur la rive gauche semble correspondre à la rencontre du profil de résistivité avec un des linéaments recensés sur le bassin et pourrait correspondre à une faille ce qui constituerait une voie d'infiltration préférentielle sur le transect



En conclusion, la présence d'une cuirasse latéritique sur les versants devrait entraîner un ruissellement direct et indirect (pour les raisons) citées ci-dessus dont le lieu de concentration des eaux devrait être le lit mineur du cours d'eau au vu du relief. Ainsi étant donné la présence

Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien : cas du site du bassin versant de Tougou (Région du Yatenga BURKINA FASO)

---

d'une couche d'argile sableuse suivie d'argile kaolinisée avec des nodules de fer qui améliore la perméabilité de ces couches, l'infiltration devrait s'y faire de manière préférentielle.

Les eaux infiltrées au niveau du lit mineur devraient s'écouler de façon latérale vers les versants. De plus la discontinuité observée au niveau de la cuirasse pourrait être une autre zone de recharge préférentielle. La conceptualisation du mécanisme de recharge est ainsi représentée par la figure suivante : (Figure 30)

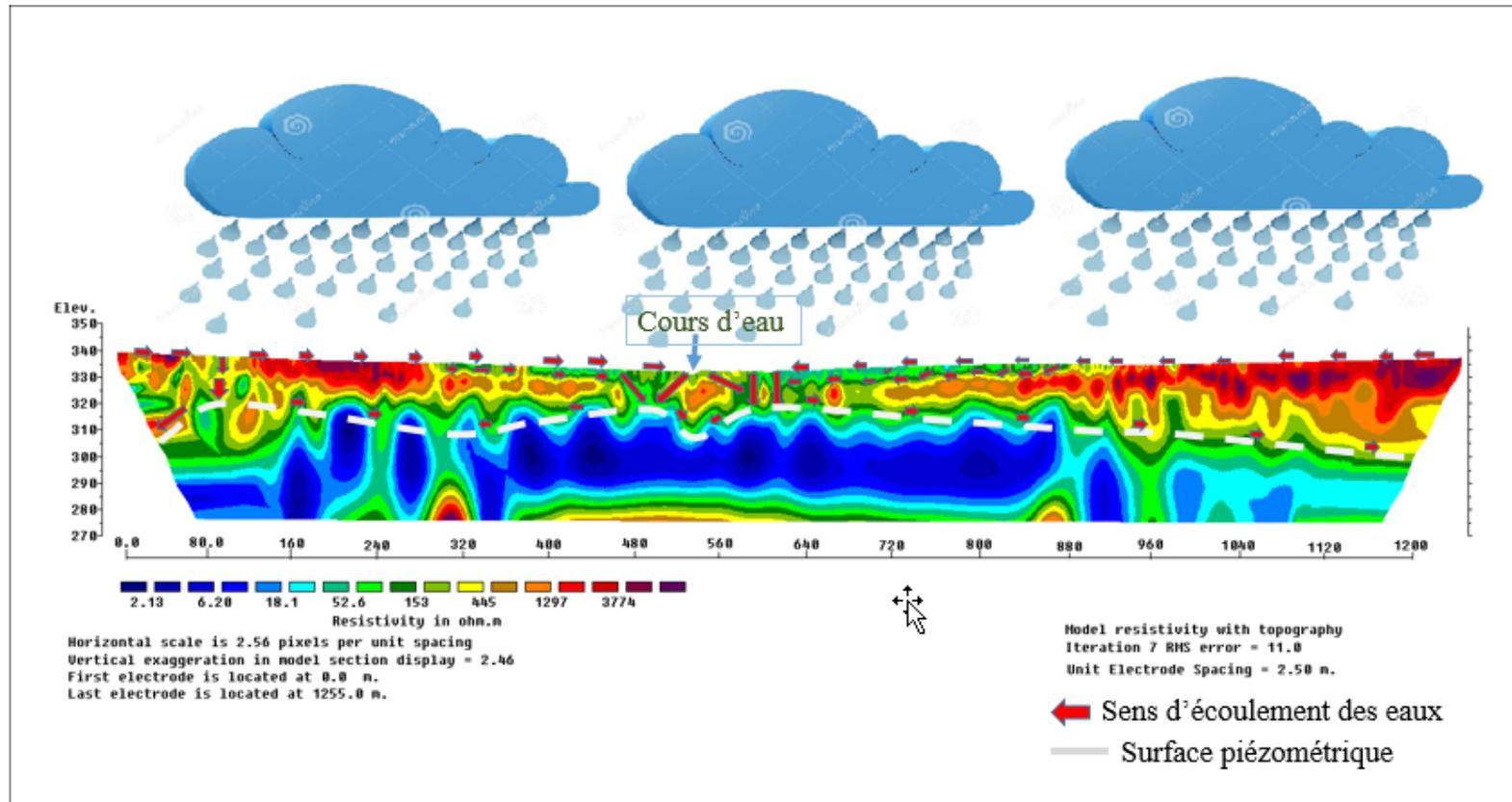


Figure 30: Modèle conceptuel de l'aquifère de Tougou

## 2. Caractérisation de la fluctuation piézométrique

### 2.1) Identification et nivellement des ouvrages

Sur le bassin versant de Tougou nous avons pu identifier 23 puits à grand diamètre tous situés dans le bas-fond. À ces puits ont été associés les 11 piézomètres du site expérimental N°1 et les 3 lots de piézomètres du site expérimental N°2 (Figure 31) afin de suivre la fluctuation piézométrique et de réaliser des cartes piézométriques.

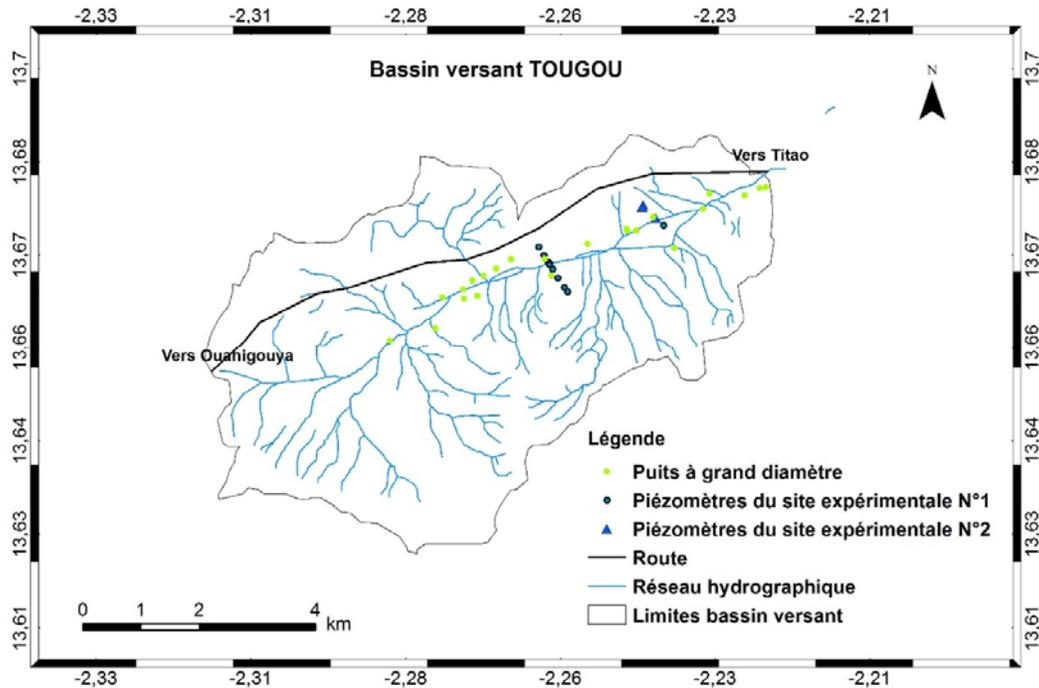


Figure 31: Ouvrages piézométriques du site de Tougou

Le nivellement qui est un préalable aux calculs de la charge hydraulique a donné les résultats qui suivent :

#### ❖ Piézomètres du site expérimental N°1 :

À la suite du nivellement effectué sur les piézomètres du site expérimental N°1 on peut constater que les piézomètres sont implantés sur des rives dont les pentes sont toutes orientées vers le cours d'eau. Les côtes levées sont consignées dans le tableau suivant (Tableau 7) :

*Tableau 7: Nivellements des ouvrages du Site expérimental N°1*

<b>Points</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
<b>P3G</b>	579854,57	1511445,08	332,19
<b>P2G</b>	579952,81	1511305,90	330,33
<b>P1G</b>	580033,73	1511190,64	328,15
<b>P1CE</b>	580051,07	1511173,24	327,42
<b>P2CE</b>	580053,18	1511173,59	327,46
<b>FCE</b>	580046,15	1511172,52	327,46
<b>P1D</b>	580061,64	1511150,08	328,32
<b>P2D</b>	580114,42	1511076,65	328,74
<b>P3D</b>	580214,65	1510932,63	330,91
<b>P4D</b>	580323,92	1510776,52	331,18
<b>P5D</b>	580378,76	1510698,51	331,87
<b>PA</b>	581939,71	1511908,72	323,53

❖ **Les puits**

Sur le bassin versant, une campagne de recensement a permis d'identifier 23 puits situés dans le bas-fond dont 14 sur la rive gauche et 9 sur la rive droite. Et par la suite, leur levé topographique a donné les résultats suivants (Tableau 8) :

*Tableau 8: Nivellements des puits à grand diamètre*

<b>Puits à grand Diamètre</b>							
<b>N°</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>N°</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>
<b>PT1D</b>	578203,95	1509966,96	335,13	<b>PT4G</b>	578782,64	1510822,33	331,79
<b>PT2D</b>	578664,32	1510512,71	332,55	<b>PT5G</b>	578973,05	1510918,00	332,26
<b>PT3D</b>	578893,86	1510564,76	333,21	<b>PT6G</b>	579189,29	1511050,20	332,13
<b>PT4D</b>	580046,99	1510998,71	330,01	<b>PT7G</b>	579417,75	1511215,20	332,44
<b>PT5D</b>	582126,39	1511531,82	326,60	<b>PT8G</b>	579936,14	1511289,62	330,22
<b>PT6D</b>	582578,92	1512228,76	321,81	<b>PT9G</b>	580678,13	1511539,95	326,71
<b>PT7D</b>	583211,89	1512465,77	320,96	<b>PT10G</b>	581342,28	1511792,07	325,28
<b>PT8D</b>	583298,97	1512212,90	321,15	<b>PT11G</b>	581326,34	1511821,97	325,86
<b>PT9D</b>	583312,86	1512107,22	320,45	<b>PT12G</b>	581488,92	1511804,43	324,53

<b>PT1G</b>	577454,90	1509719,63	335,01	<b>PT13G</b>	581762,00	1512047,63	325,56
<b>PT2G</b>	579952,81	1511305,90	330,24	<b>PT14G</b>	582680,33	1512487,73	322,15
<b>PT3G</b>	578656,15	1510674,82	331,55	<b>PT15G</b>	581112,48	1511796,89	326,82

### ❖ Les piézomètres du site expérimental N°2

Les piézomètres du site expérimental N°2 qui sont laissés à la gestion de la DRH ont fait l'objet d'un levé fait par la même structure dont le résultat est le suivant (Tableau 9) :

*Tableau 9: Altitudes des piézomètres du site N°2*

Ouvrages	X	Y	Z (m)
<b>F3</b>	581575,38	1512214,51	326,6
<b>F4</b>	581786,38	1511987,82	322,5
<b>FPzG</b>	581560,46	1512183,74	326,6

### 2.2) Cartes piézométriques

Les cartes piézométriques réalisées sont présentées ci-dessous (Figure 32). Elles présentent la répartition de la charge piézométrique en basses eaux (juin) et hautes eaux (juillet) dans la surface du bassin délimité par les ouvrages utilisés.

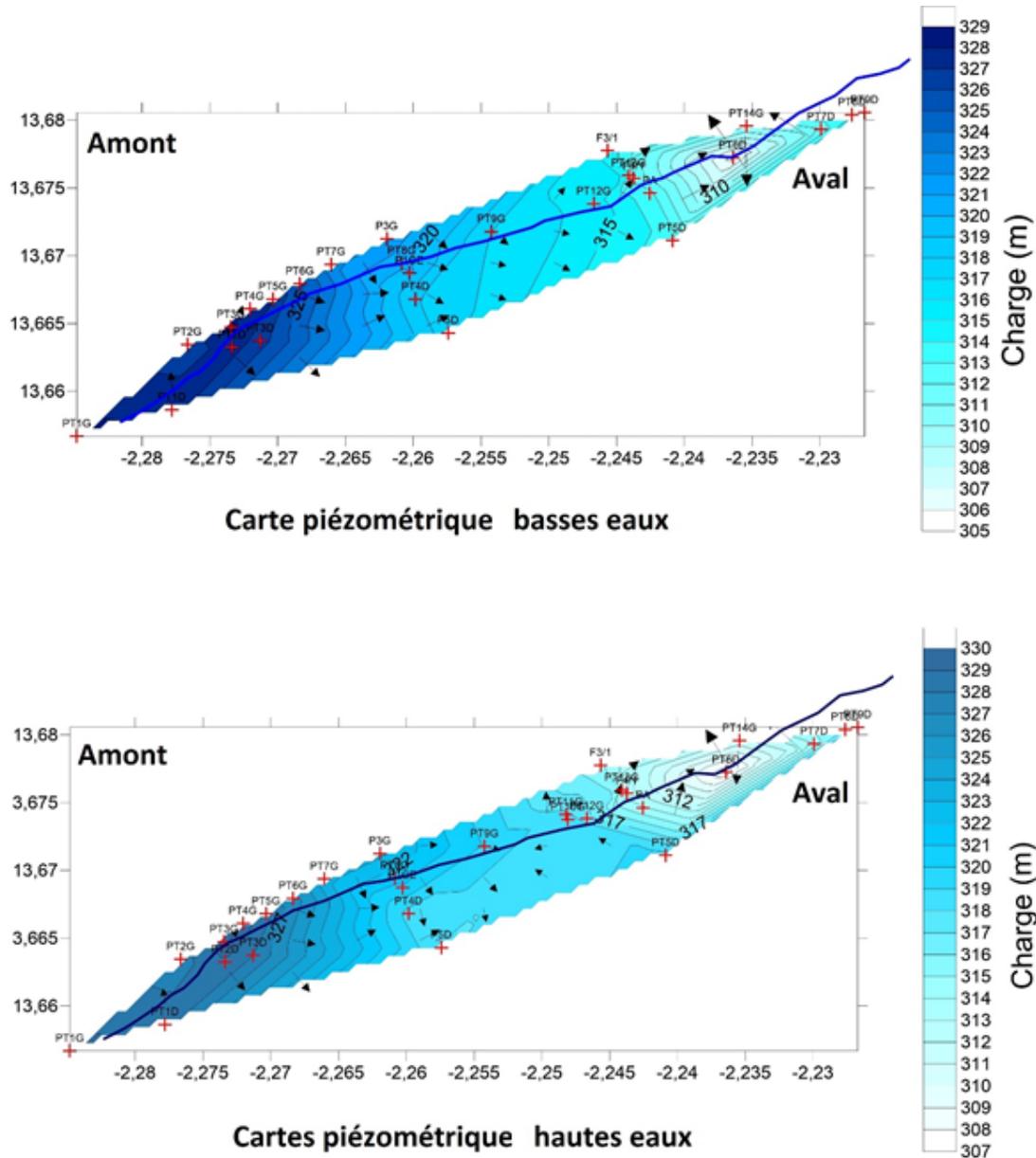


Figure 32: Cartes piézométriques

D'une manière générale on constate que la piézométrie varie de façon croissante, d'amont en aval. Ce qui suppose un écoulement de l'amont vers l'exutoire du bassin. Mais au vu du sens des lignes d'écoulement et de la répartition des isopièzes, on se rend compte que les charges sont également plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite. Et l'on constate que ce comportement reste le même indépendamment des saisons (pluvieuse ou sèche). Seule la valeur des charges piézométriques varie (de 305 à 329 en basses eaux et de 307 à 331 en hautes eaux). De cet état de fait on peut supposer que la recharge est plus importante sur la rive gauche que

sur la rive droite. Ce qui pourrait être une résultante de l'état de surface de la rive droite qui présente un caractère dégradé comme le montre la carte des états de surface du bassin versant. Ce qui pourrait confirmer que cet état de surface s'oppose vraiment à l'infiltration de l'eau. De plus, les charges qui évoluent de façon croissante pourraient traduire une recharge décroissante d'amont en aval du bassin qui peut être due à la densité élevée du réseau hydrographique dans la partie amont du bassin versant comme constaté par IWACO (1990) dans le cadre du projet bilan d'eau.

Il conviendra toutefois de faire remarquer que ces cartes piézométriques ne sont représentatives que des échanges dans le bas-fond et non des échanges à l'échelle du bassin. En effet une carte piézométrique de tout le bassin aurait pu montrer un tout autre sens que celui constaté.

### **2.3) Variation spatio-temporelle de la piézométrie sur le site expérimental N°1**

#### **2.3.1) Variation horaire de la piézométrie**

L'utilisation de sonde automatique de mesure a fait ressortir l'existence d'une variation du niveau piézométrique de façon horaire comme l'exemple présenté par la figure ci-dessous (Figure 33) qui montre la répétition d'un phénomène chaque 12h dans le piézomètre P3D. Cette fluctuation semble se faire de façon périodique d'où l'application d'une analyse spectrale. Cette analyse a permis de faire ressortir les données consignées dans le tableau suivant :

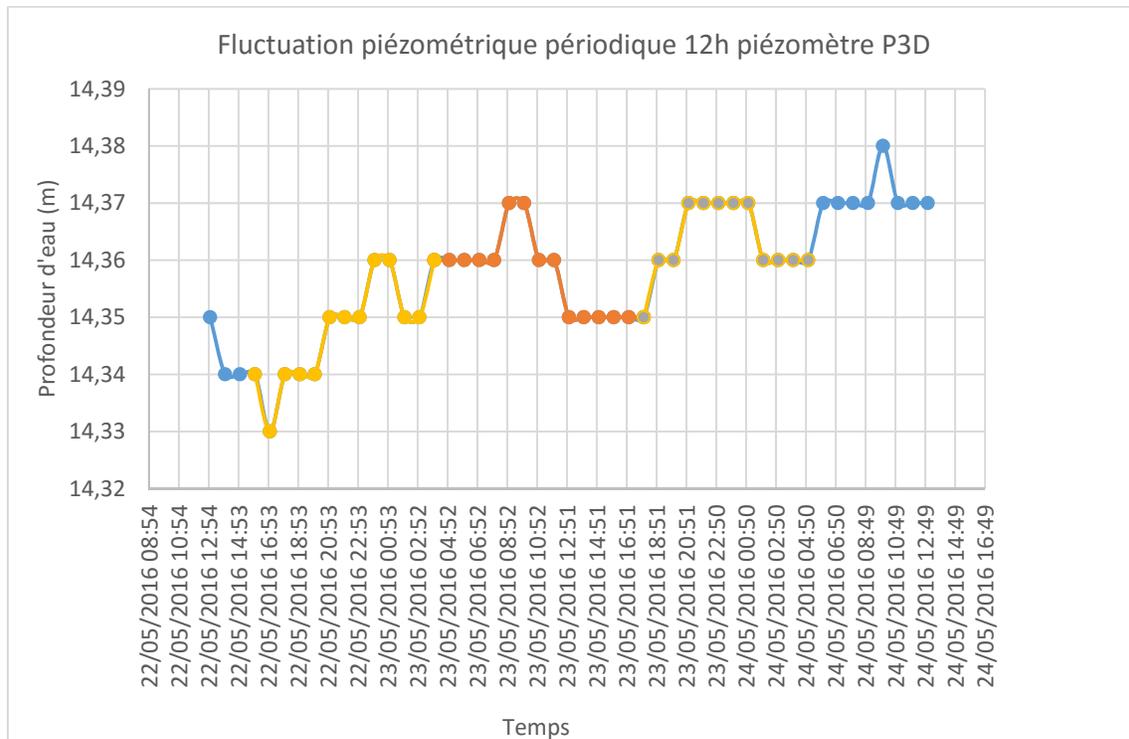


Figure 33: Fluctuation piézométrique périodique 12h piézomètre P3D

Tableau 10: Périodicité des fluctuations

Ouvrage	période1	amplitude1	Période 2	Amplitude 2
<b>P3D</b>	12	0,021	23,46	0,009
<b>P1D</b>	12	0,015	24,57	0,01
<b>P1CE</b>	12,023	0,014	23,5	0,009
<b>FCE</b>	12,63	0,009	24,67	0,007
<b>P1G</b>	12,07	0,007	20,76	0,003
<b>P3G</b>	12,023	0,007	24,62	0,023

De cette analyse il ressort que toute la nappe est soumise à deux phénomènes périodiques, dont l'une d'une période de 12h et l'autre d'environ 24.5h (Tableau 10). Ces phénomènes pourraient être imputables à l'influence de la lune et du soleil et donc pourraient être qualifiés de marées luni-solaires. Ce phénomène est en effet observable dans les nappes captives (Delcourt-Honorez 1992). En effet, dans ceci la déformation de la structure est induite par la force d'attraction exercée par les astres. Cette déformation se traduit par des variations de hauteurs d'eau selon que la structure soit comprimée ou étirée. Ce qui est en conformité avec les informations sur la captivité issue de l'analyse des lithologs.

En outre l'effet de ces astres sur la terre se fait de façon périodique par succession d'ondes lunaires et solaires d'où leurs effets sur la terre périodique. Ainsi dans le tableau suivant sont consignées les ondes majeures et leurs périodicités (Tableau 11) :

*Tableau 11: Onde majeure luni-solaire*

Nom	Période (en h)	Origine astronomique
$M_t$	327,859	Onde lunaire déclinatoire
$O_1$	25,819	Onde lunaire diurne principale
$K_1$	23,934	Onde lunaire diurne principale
$N_2$	12,658	Onde lunaire elliptique majeure de $M_2$
$M_2$	12,421	Onde lunaire principale semi-diurne
$S_2$	12,000	Onde solaire principale semi-diurne

On constate ici que le premier phénomène observé a une périodicité proche des ondes  $N_2$ ,  $M_2$  et  $S_2$  et donc peut leur être imputable, car la méthode utilisée n'a pas permis de faire ressortir dans les détails les variations dues à ce phénomène. D'autre part le deuxième phénomène a une périodicité proche de l'onde luni-solaire déclinatoire diurne qui est occasionnée par l'action conjuguée de la lune et du soleil.

Outre ce qui précède l'étude d'IWACO (1990) sur le bassin avait fait ressortir que de façon journalière deux événements périodiques qui ont lieu avec une périodicité de 11,98 h et 12,42 h correspondant aux ondes solaires et lunaires principales. Cette différence avec les résultats obtenus par la présente étude pourrait être due à la non-corréction de données par rapport aux variations atmosphériques qui affectent également la piézométrie avec un cycle périodique ou devrait être due au pas de temps de mesure dans la mesure où Lalbat (2006) dans une étude similaire a eu recours à un pas de temps de 30 min.

### **2.3.2) Variation temporelle de la ligne piézométrique**

Comme annoncé plus haut en méthodologie la ligne piézométrique le long des piézomètres du site expérimental N°1 a été représentée au pas de temps mensuel de mars à septembre. Ici seront présentés uniquement les mois ayant connu des changements significatifs (Figure 33, 34, 35 et 36) (les autres pouvant être consulté en annexe de ce document).

Caractérisation des processus de recharge d'un aquifère fracturé en milieu de socle sous climat sahélien : cas du site du bassin versant de Tougou (Région du Yatenga BURKINA FASO)

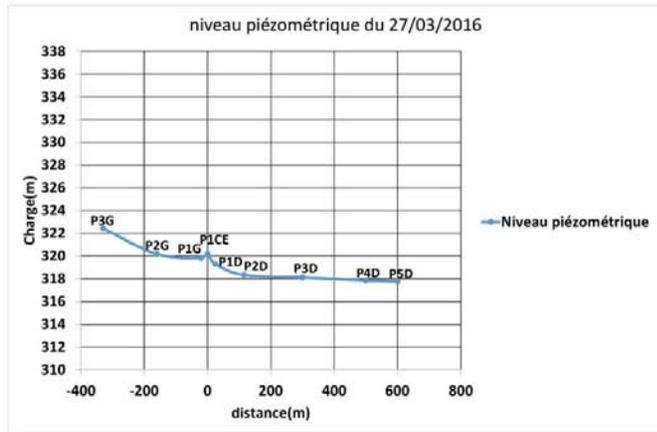


Figure 34: Ligne piézométrique (27/03/2016)

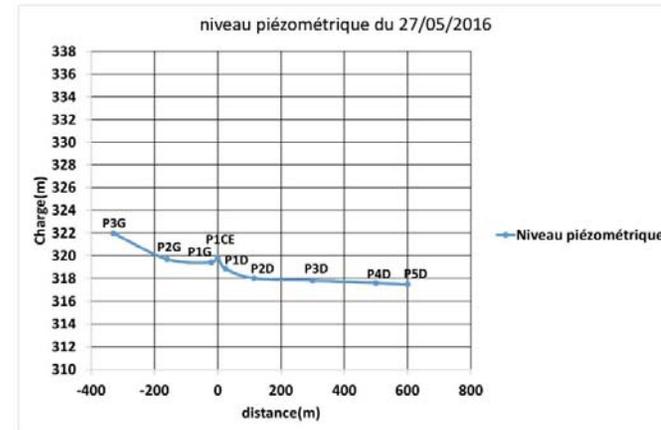


Figure 35: Ligne piézométrique: (27/05/2016)

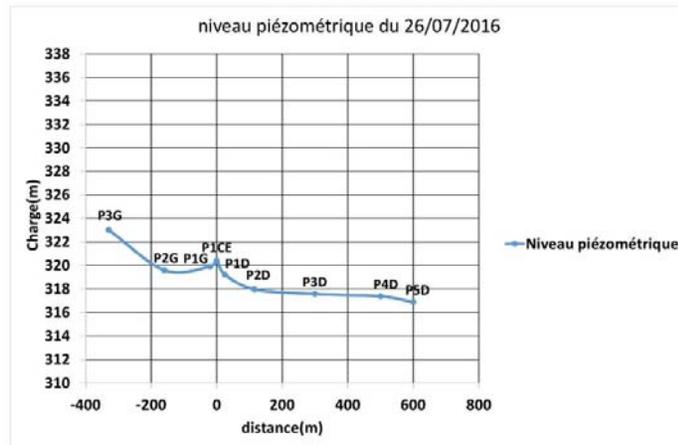


Figure 36: Ligne piézométrique (26/07/2016)

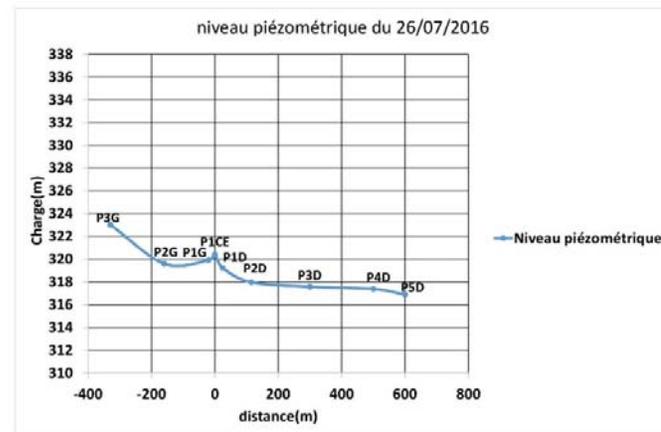


Figure 37: Ligne piézométrique (26/09/2016)

On remarque que la piézométrie se comporte de façon différente selon les rives :

- Sur la rive droite on constate que sur la rive droite les charges évoluent de manière décroissante du cours d'eau au versant. Cette décroissance est observable indépendamment des périodes de l'année laissant penser que la rive droite est une zone de décharge préférentielle.
- Sur la rive gauche on peut observer l'existence de deux écoulements de sens opposé dont l'un en provenance du cours d'eau et l'autre en provenance des crêtes. La zone de convergence de ces eaux sur la rive gauche qui se caractérise par une piézométrie basse semble indiquer la présence d'une zone de décharge préférentielle à proximité du lit du cours d'eau. De plus ces deux écoulements montrent que de part et d'autre du transect il existe deux zones de recharge de part et d'autre de la rive droite

En outre on constate que de mars à mai (Figure 34 et 35) la charge piézométrique diminue dans tous les piézomètres, mais la ligne piézométrique garde la même allure, ceci correspondant ainsi à la période de décharge de l'aquifère. Il faut attendre le mois de juillet (Figure 36) pour observer un changement de forme de la ligne piézométrique sur la rive gauche. En effet on peut y voir une courbure très prononcée due à une montée du niveau piézométrique au niveau du cours d'eau (charge de 320,39m) qui se retrouve ainsi plus en charge que le reste de la rive (charge P2G= 319.9m) dû à une arrivée d'eau. Puis cette courbure disparaît au mois d'août (Figure 37) et la ligne retrouve son allure d'origine du fait de la réaction du reste de l'aquifère sur la rive gauche. Ce qui confirme bien l'existence de deux zones de recharge sur la rive gauche.

Les lignes piézométriques des mois intermédiaires sont consultables dans l'annexe 2.

### **2.3.3) Analyse de la fluctuation piézométrique sur le site expérimental N°1**

En étudiant la série de données allant du 25/03/2016 au 10/10/2016 la réaction de la nappe le long du transect de piézomètre a pu être étudiée. Ainsi on a pu déterminer le temps de réaction et la réponse de la nappe ce qui est consigné dans le tableau suivant (Tableau 12) :

*Tableau 12: Fluctuations et temps de réaction sur le transect*

Ouvrages	temps de réaction (jours)	Fluctuation en période de recharge(m)
P3G	32	2,1
P2G	14	1,34
PT8G	14	1,48
P1G	14	1,69
P1CE	14	2,44
P2CE	14	2,51
FCE	14	1,14
P1D	14	1,78
P2D	15	0,88
P3D	33	0,61
P4D	63	1,39
P5D	63	0,52

Il y ressort que le temps de réaction de la nappe augmente avec l'éloignement du cours d'eau ainsi les piézomètres qui sont dans un rayon de 100 m de part et d'autre du lit mineur sont ceux qui connaissent les réactions les plus rapides par rapport à la pluviométrie avec un temps de réaction de 15 jours par rapport à la première pluie de la saison hivernale. Les autres piézomètres connaissant des réactions 2 à 3 fois plus lentes ainsi les piézomètres P4D et P5D sur la rive droite à 500 et 600m du lit mineur sont ceux qui connaissent les réactions les plus lentes (63 jours notamment).

Parallèlement la fluctuation du niveau piézométrique au cours de la période de recharge évolue de la même façon que le temps de réaction. À la seule différence du piézomètre P3G à 330 m sur la rive gauche qui a connu une fluctuation de 2.1m semblables à celle observée dans les piézomètres captant l'altération dans le lit mineur qui ont une fluctuation moyenne de 2.48m.

En outre il est à noter que le forage profond dans le lit mineur connaît lui une fluctuation de 1,14 m qui est deux fois inférieure à celle des piézomètres captant l'altération.

De plus des données horaires issues des sondes automatiques il ressort que les piézomètres P1D, P1G, P1CE et le forage profond ont tous une réaction à la pluie dans l'heure qui suit le début de l'évènement pluvieux et cette réaction à l'échelle de l'évènement pluvieux tend à

disparaître également avec l'éloignement du cours d'eau à l'exception du piézomètre P3G qui connaît une réaction dans les 3 à 4 heures qui suivent l'évènement pluvieux.

De tout ceci on peut conclure que le lit mineur du cours d'eau semble être le lieu principal d'échange entre le souterrain et la surface du fait de la sensibilité de la nappe aux évènements pluvieux, de l'amplitude et du temps de la réaction à la pluie. Le fait que ces paramètres diminuent plus on s'éloigne du cours d'eau montre que les eaux qui recharge les autres parties de l'aquifère proviennent de la zone du lit mineur du cours d'eau.

Au-delà de ceci le fait que le piézomètre P3G ait un comportement similaire à celui des piézomètres du lit mineur, il est alors probable qu'il soit proche d'une voie d'infiltration préférentielle.

Ces résultats vont dans le sens de l'étude de Cai et Offerding (2016) qui sont parvenus à la conclusion que les réponses différentes à la pluie observée dans un aquifère sont dues à des conditions hydrogéologiques différentes, ainsi à partir des réactions déterminaient les zones de recharges de leur site d'étude.

### **3. Caractérisation du mécanisme de recharge à l'aide de traceur physico-chimique**

Dans cette partie nous présenterons les graphiques et interprétations issues du suivi des paramètres physico-chimique (moyenne journalière) dans les piézomètres. Ici sont présentés les graphiques obtenus de la rive droite à la rive gauche en passant par le lit du cours d'eau :

#### **❖ P3D**

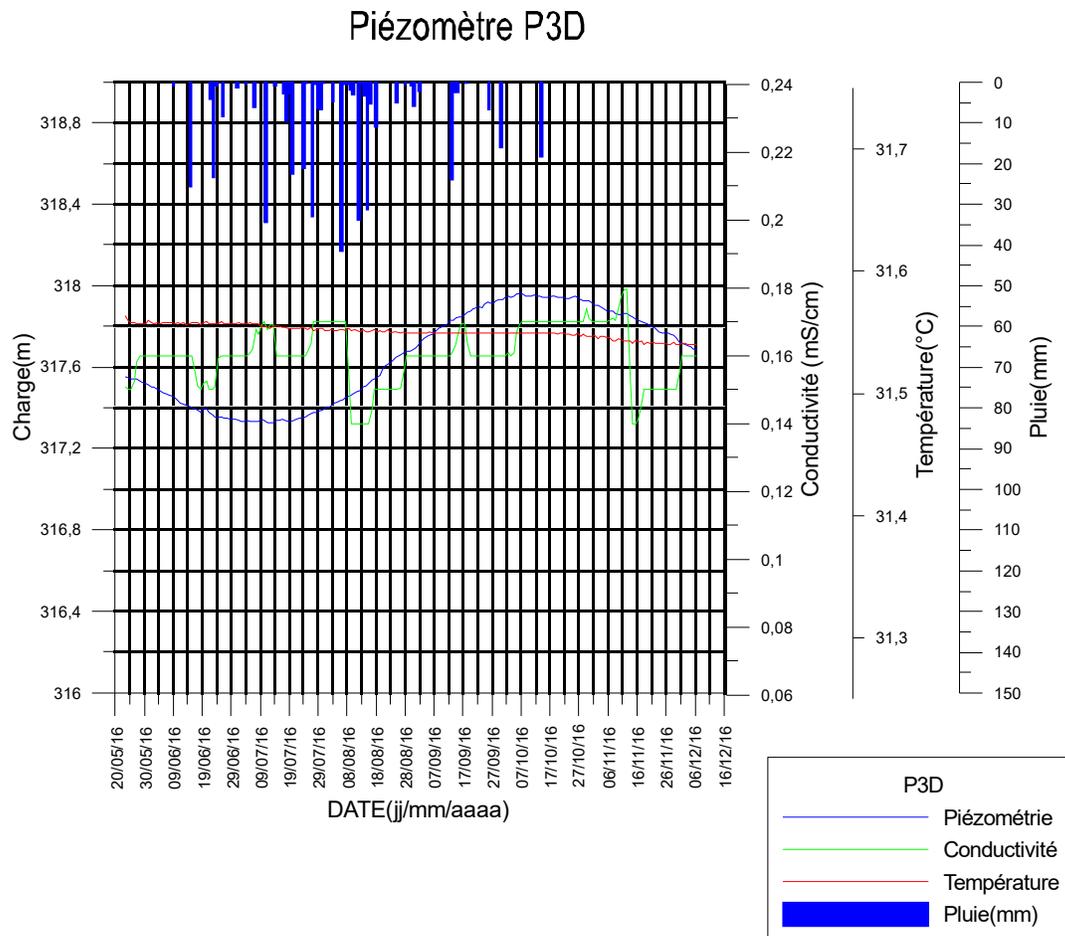


Figure 38: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P3D

On constate que dans ce piézomètre les paramètres évoluent de façon indépendante. La température mesurée reste constante au cours du temps et ne connaît pas de véritable fluctuation (varie entre 31,56 à 31,55°C). (Figure 38)

Concernant la conductivité électrique elle tourne autour d'une moyenne de 0,158 mS/cm et oscille entre 0,14 mS/cm et 0,17 mS/cm. Mais cette variation peut être négligée du fait de la précision de l'appareil qui oscille entre  $\pm 0,12$  mS/cm et 1,5 mS/cm. Ce qui implique que la conductivité électrique ne varie relativement pas au fil des saisons.

On constate également que la piézométrie ne réagit pas à l'échelle de l'évènement pluvieux. Elle réagit de façon générale face à la saison pluvieuse à partir du 23/06/2016 où elle a une valeur de 317.39m à partir de laquelle elle monte pour atteindre une valeur maximale de 318m au plus fort de la recharge de l'aquifère.

❖ La stabilité de la conductivité et de la température indifféremment des périodes de recharge et de décharge indique que les transferts qui se font dans la zone sont des transferts de pression. On peut ainsi qualifier la recharge dans cette zone d'indirecte c'est-à-dire qu'elle se fait à une zone différente du point d'observation et transféré par écoulement latéral.

❖ **P1D**

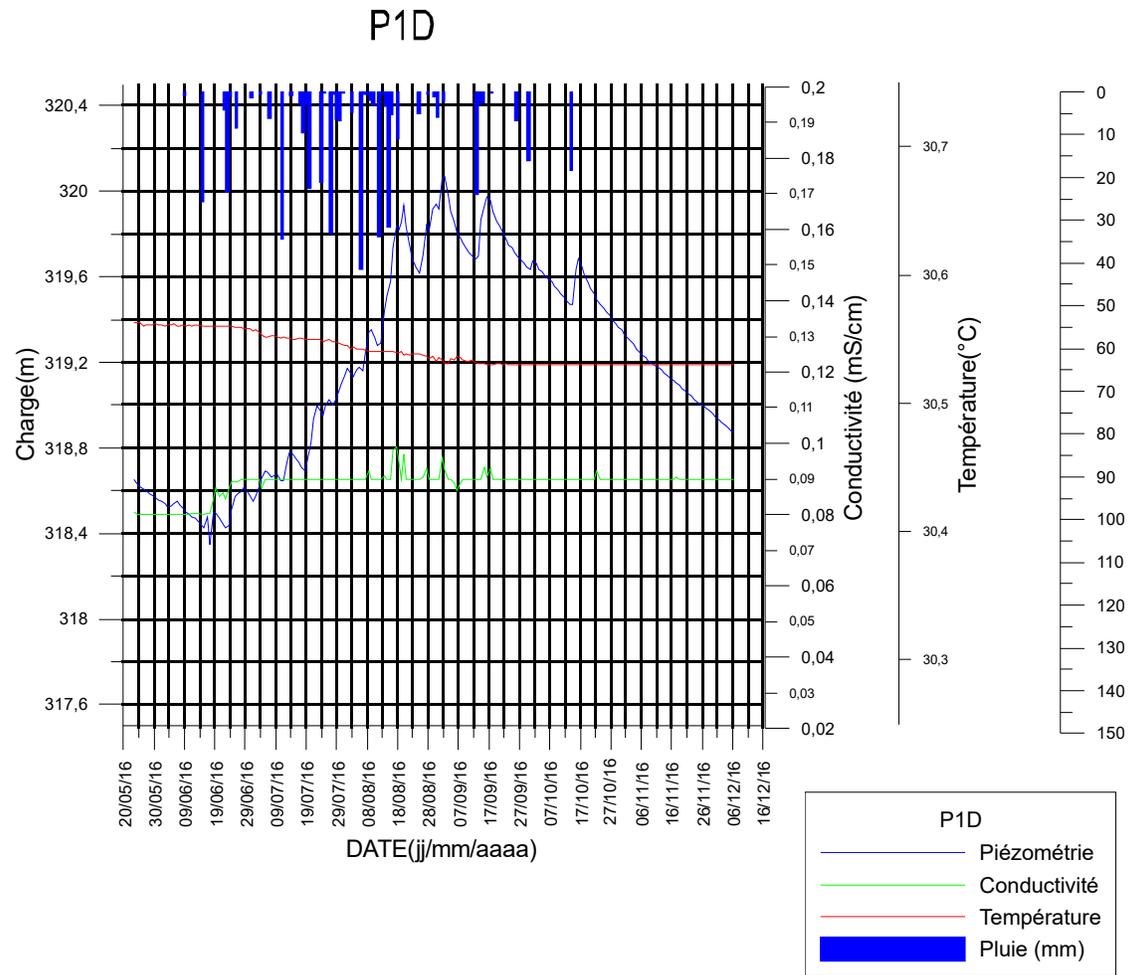


Figure 39: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P1D

Tout comme le piézomètre P3D on constate que les 3 paramètres présentés varient indépendamment les uns des autres.

La température varie de manière faible et lente de mars à décembre, entre 30,56°C et 30,54°C cette baisse de la température intervenante à partir du mois de juillet au cœur de la saison

pluvieuse, il semble que cette baisse soit la résultante d'une arrivée d'eau froide proche de cette zone qui entraîne un refroidissement des eaux dans la zone. (Figure 39)

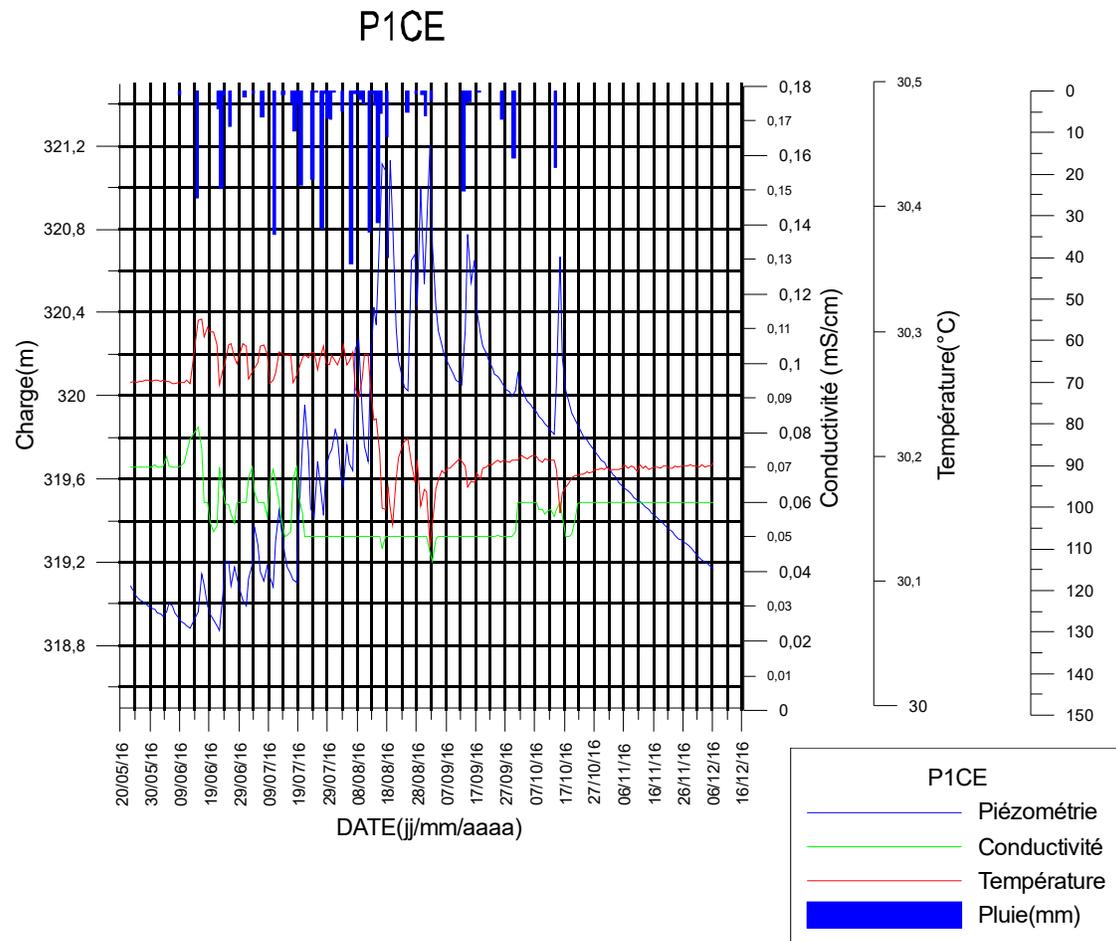
La conductivité quant à elle reste stable au fil du temps avec une moyenne de 0,85 mS/cm.

La courbe représentant la piézométrie présente quant à elle des oscillations traduisant une réaction aux événements pluvieux. Ces réactions se font avec une amplitude croissante de juillet à octobre imputable au degré de saturation croissant du sol dû à la répétition des événements pluvieux. Ces réactions interviennent en général dans l'heure qui suit le début de l'évènement pluvieux. La piézométrie dans ce piézomètre évolue ainsi entre 318.4m et 320.18m.

Le fait que la réaction de la nappe qui intervient à partir 22/06/2016 n'entraîne pas d'une part une variation de conductivité électrique et d'autre part une variation très faible et progressive la température implique que la zone du piézomètre P1D est soumise à une recharge indirecte dont l'origine est encore plus proche que la zone du piézomètre P3D.

#### ❖ PICE

Les paramètres enregistrés dans le piézomètre PICE sont représentés par le graphique suivant (Figure 40)



*Figure 40: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P1CE*

Dans ce piézomètre on peut voir que tous les paramètres mesurés présentent de fortes variations face aux événements pluvieux qui sont suivis d'une élévation de la piézométrie et une baisse de la température et de la conductivité.

L'amplitude de la variation de ces paramètres connaît une évolution croissante avec l'intensification de la saison pluvieuse de juillet à août, car les événements pluvieux se faisant à un intervalle plus court, le sol est quasiment à saturation permettant un transfert plus rapide et plus important des eaux vers la nappe.

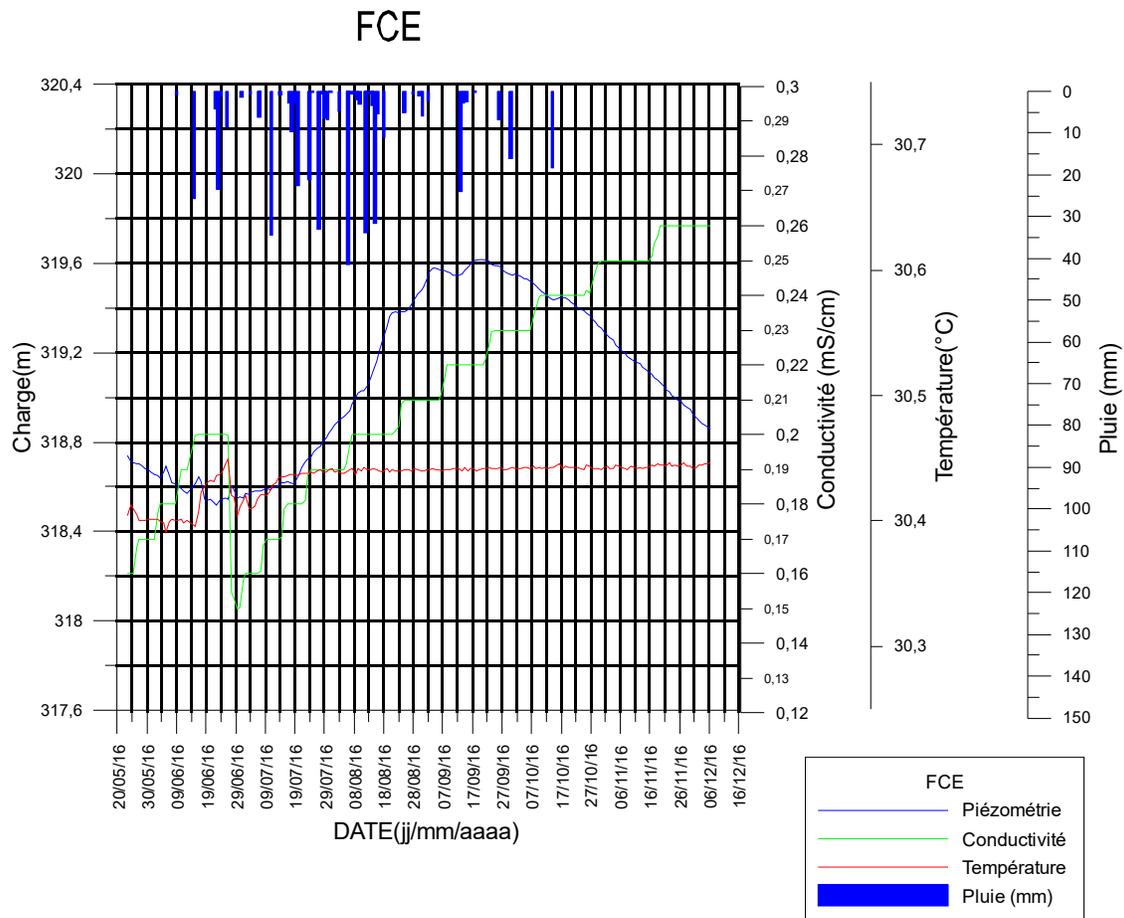
De plus, on remarque qu'à partir du 19/07/2016 la conductivité reste figée sur une valeur de 0.05mS/cm du au lessivage intensif induit par le grand apport d'eau faiblement chargé en élément chimique, ce qui est confirmé par la chute de la température de la nappe à partir du mois d'août, ce qui finit par conférer à cette zone une conductivité proche de celle de l'eau de pluie d'où l'arrêt de la fluctuation de la conductivité électrique.

Par la suite à partir du mois de septembre on peut lors de la phase de décharge de l'aquifère on constate tout d'abord une légère remontée de la température (mi-août) dû à la baisse de l'apport d'eau suivies plus tard par une remontée de la conductivité (septembre) pouvant être due aux processus eau-roche dont les minéraux dissous ne sont pas emportés par l'apport d'eau ayant lieu lors de la recharge.

En somme les variations de température qui se font entre 30,3°C et 30,1°C et les variations de conductivité qui évoluent entre 0,05mS/cm et 0,08mS/cm accompagné d'une hausse de la piézométrie (qui varie entre 318,8m et 321,1) au cours des événements pluvieux. Montre que les eaux du forage P1CE sont rechargées au droit de cet ouvrage traduisant donc une recharge directe à ce niveau.

#### ❖ FCE

Le forage profond FCE est implanté lui aussi dans le cours d'eau avec une profondeur de 60m. Il capte quant à lui le milieu fissuré. Le graphique suivant montre l'évolution des paramètres physico-chimiques (Figure 41) :



*Figure 41: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre FCE*

On peut y voir les différents paramètres variés en trois phases :

- La phase de décharge (mai à juin) :

Lors de cette phase que l'on a peut observer du 25/05/2016 au 22/06/2016, on s'aperçoit que la baisse du niveau piézométrique s'accompagne d'une montée de la conductivité électrique qui passe de 0,16 mS/cm à 0,2mS/cm pouvant être attribué au processus d'altération eau-roche. Quant à la température, elle demeure stable avec une moyenne de 30,4°C.

- La phase de recharge (22/06/2016 au 07/09/2016) :

Le début de la recharge est marqué par le début de la montée du niveau piézométrique intervenant le 22/06/2016. On constate que dans les 3 premiers jours de cette remontée la conductivité et la température ne sont pas affectées traduisant ainsi un transfert de pression. Néanmoins à la fin de ces 3 jours on constate une baisse brusque de ces deux paramètres (la

conductivité passant de 0,2mS/cm à 0,16mS/cm et la température de 30,44 à 30,41°C) marquant le début du transfert de masse. Puis l'on constate que la conductivité recommence à augmenter ce qui laisse penser que le réservoir est rechargé par une eau plus chargée en élément chimique et donc pourrait provenir de l'horizon supérieur qui lui connaît une baisse de la conductivité électrique par lessivage.

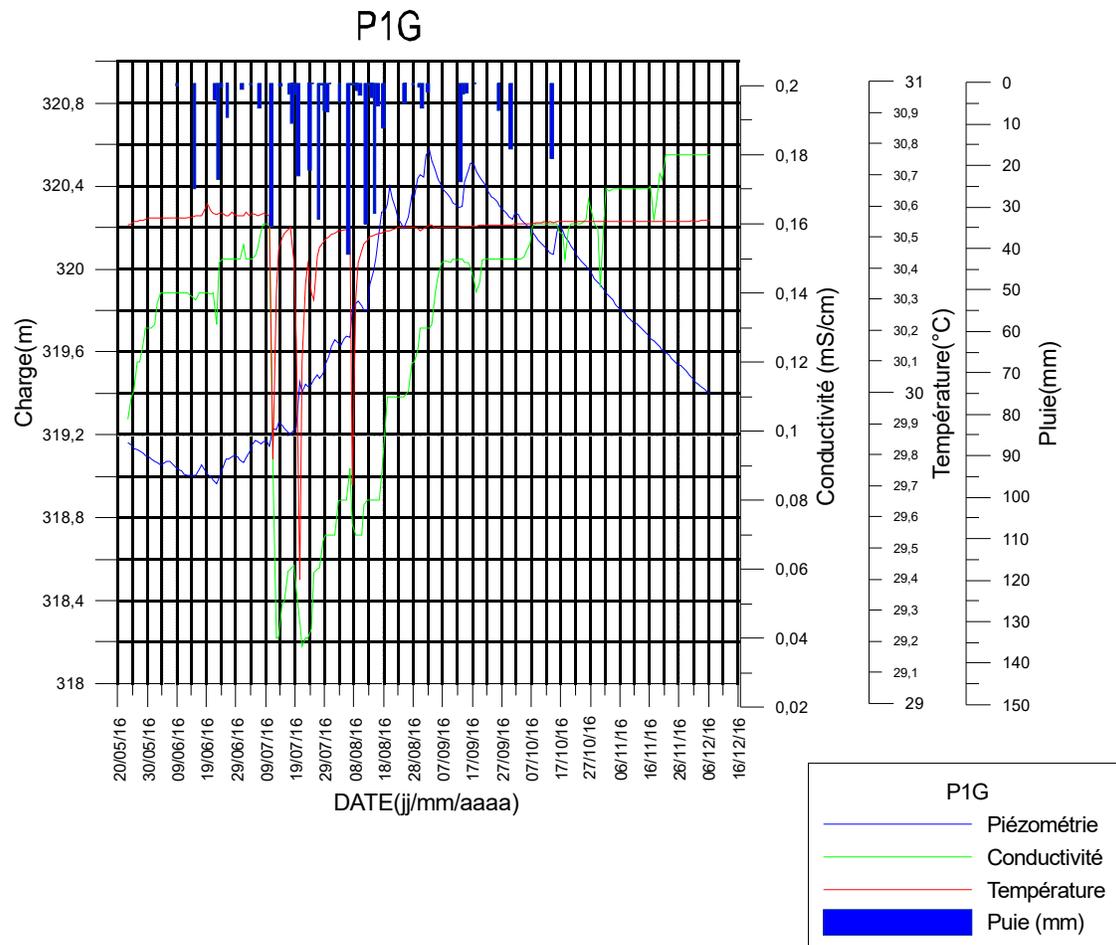
- La deuxième phase de recharge (07/09/2016 au 07/12/2016)

Lors de cette phase de recharge, on peut observer le même comportement de la nappe similaire à celui de la première phase de recharge. En effet malgré l'arrêt de l'apport d'eau provenant de l'altération, marqué par la baisse de la piézométrie on enregistre une croissance de la conductivité pouvant être due à la réaction eau roche et à l'évapotranspiration qui entraîne une augmentation de la concentration en élément chimique. Tandis que la température reste stable avec une moyenne de 30,41°C.

De ce qui précède on peut conclure que les eaux rechargeant le milieu fissuré dans le bas-fond proviennent de l'altération argileuse et donc correspond à une recharge indirecte.

#### ❖ P1G

Le graphique suivant montre l'évolution de la piézométrie dans le piézomètre P1G à 20m sur la rive gauche avec une profondeur de 23,5 m captant l'altération argileuse et l'interface roche altéré-altération (Figure 42).



*Figure 42: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P1G*

Dans ce piézomètre on observe également une évolution des paramètres en trois phases :

- Une première phase du 25/05/2016 au 14/07/2016 où on peut voir la piézométrie décroître traduisant la décharge de l'aquifère avant que celle-ci ne commence à remonter à partir du 22/06/2016. Lors de cette phase, on constate que la température ne varie pratiquement pas et garde une valeur moyenne de 30,56°C, tandis que la conductivité évolue de façon croissante, passant ainsi de 0,1 mS/cm à 0,16 mS/cm. Ainsi, on peut conclure que le fait que la recharge s'installe sans que les paramètres physico-chimiques ne soient affectés indique que cette première phase est dominée par des transferts de pression.
  
- À partir du 14/07/2016, on constate une chute brusque de la température (30,56°C à 29,8°C) et de la conductivité (0,16 mS/cm à 0,04 mS/cm), ce qui marque le début du transfert de masse, dû à l'arrivée d'eau froide et moins chargée en élément chimique. Par la suite, la conductivité retrouve son caractère croissant (pour atteindre 0,16 mS/cm à la fin de

la période d'observation) et la température a un caractère constant (30,5°C en moyenne) montrant ainsi que les eaux qui s'infiltrent au niveau du cours d'eau et qui se chargent en éléments chimiques sont dirigées également vers cette zone. Néanmoins lors de cette phase, quand les pluies sont moins espacées et plus intenses (entre le 14/07/2016 et le 18/08/2016 précisément) on observe des élévations de niveaux piézométriques couplées à des baisses de conductivité et de température pour des événements pluvieux de plus de 20 mm ce qui traduit des transferts de masse rapide pour ces événements.

- À partir du 07/09/2016 on peut observer la période de décharge au cours de laquelle on constate le même comportement que dans le milieu fissuré à la même période sûrement pour les mêmes raisons évoquées plus haut

-

On peut donc dire à la suite de ce qui précède que c'est une recharge indirecte qui intervient et dont la source est l'altération argileuse au niveau du cours d'eau.

❖ **P3G**

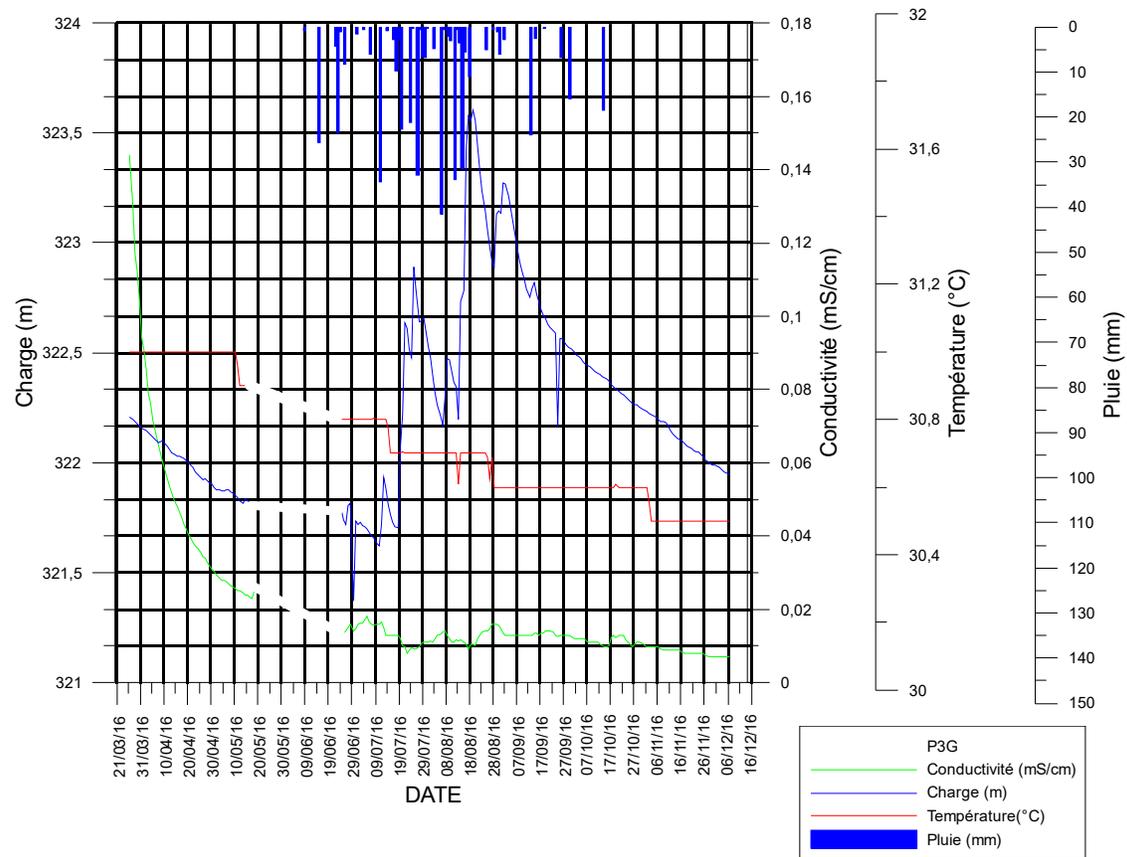


Figure 43: Variations des paramètres physico-chimiques dans le piézomètre P3G

Le graphique ci-dessus (Figure 43) représente la variation des paramètres physico-chimiques enregistrée dans le piézomètre P3G à 330m sur la rive gauche.

De façon générale on observe une baisse de la conductivité électrique (de 0,14mS/cm à 0,01mS/cm) et de la température (de 31°C à 30,6°C)

La piézométrie montre une très forte fluctuation à la suite des événements pluvieux pour lesquels la nappe connaît dans cette zone une réaction dans les 3 à 4 heures qui suivent le début de l'évènement pluvieux.

Il est à noter que les faibles variations de conductivité enregistrée lors de la phase de recharge ne peuvent être considérées, car étant inférieures à la précision de l'appareil qui est de  $\pm 0,01$ mS/cm.

Au vu des fortes variations de piézométrie observée dans ce piézomètre, on peut soupçonner la présence d'une zone de recharge préférentielle à proximité de la zone dans laquelle le piézomètre est implanté

❖ **Synthèse :**

La répartition de la température sur le site expérimental N°1(Figure 44) montre que les températures moyennes les plus basses sont observées dans le basfond et évolue de façons croissantes quand on s'éloigne du basfond comme en témoigne le profil de température suivant :

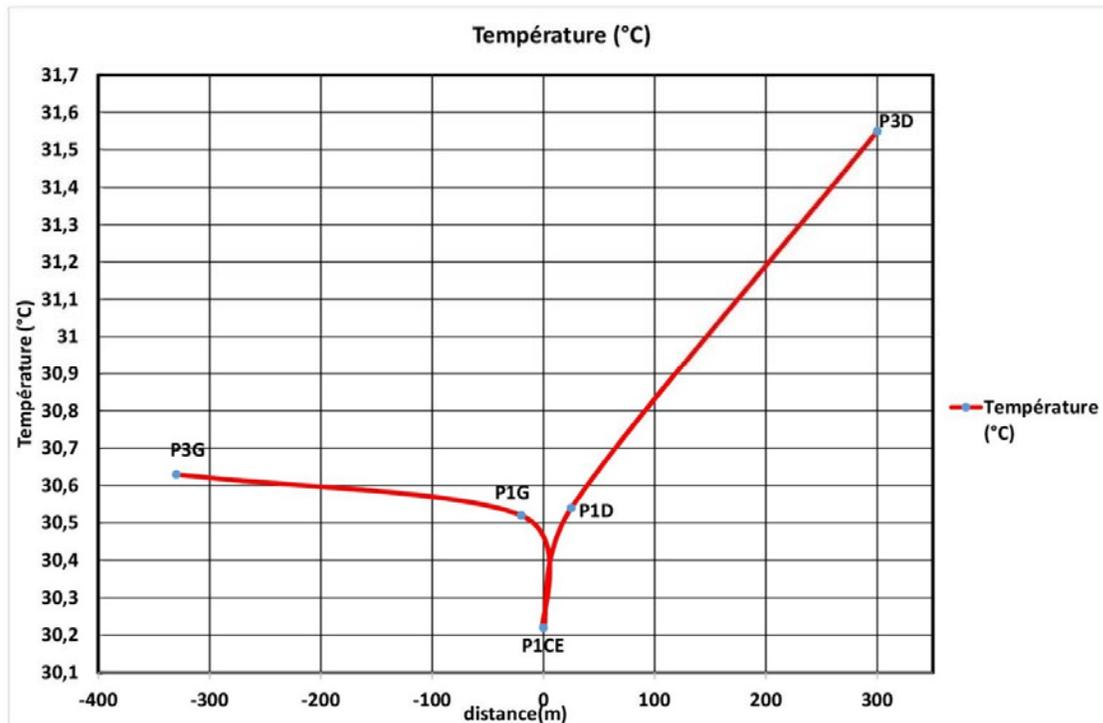


Figure 44: répartition spatiale de la température sur le site N°1

On peut y constater que le piézomètre P1CE dans le cours d'eau est celui qui enregistre les températures les plus basses (en moyenne 30,26°C). Ainsi en s'éloignant du cours d'eau on atteint des températures moyennes de 31,56°C sur la rive droite et 30,85°C sur la rive gauche. Les faibles températures enregistrées dans le piézomètre P1CE montrent que le cours d'eau semble être une zone de recharge alimentée par des eaux de températures très basses.

À cela on peut ajouter la répartition de la conductivité :

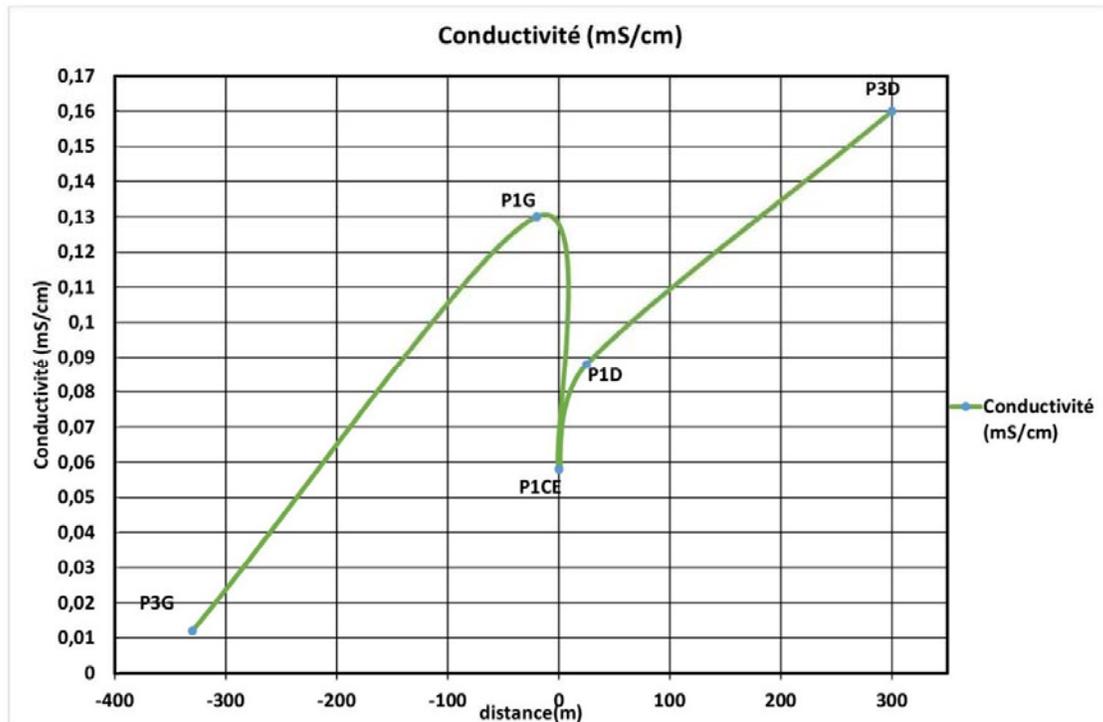


Figure 45: répartition de la conductivité sur le site N°1

Ce profil (Figure 45) suit la même évolution que la celle de la température à la différence qu'ici la moyenne des conductivités enregistrées dans le piézomètre P3G est la plus faible ce qui pourrait traduire la proximité d'une zone de recharge.

À cela s'ajoutent les transferts de pression sur les versants et dans le forage profond et le transfert de masse au niveau du cours d'eau, qui nous emmène à conclure que le lit mineur du cours d'eau constitue le principal lieu d'échange entre la nappe et la surface et auxquelles s'associent des voies préférentielles d'écoulement comme celle à proximité du piézomètre P3G.

Ainsi bien que l'utilisation de la température et de la conductivité soit plus répandue dans les aquifères karstiques qui se caractérisent par une conductivité hydraulique très élevée et des temps de séjour court (Ozyurt et Bayari 2008), on arrive à observer les mêmes réactions de la nappe vis-à-vis de la recharge comportement. Ainsi Baena et al. (2009) On également constater que l'arrivée d'une recharge induite par la pluie s'accompagne d'une chute de la température et de la conductivité et que les zones éloignées du point de recharge voient leur conductivité et température varier longtemps après les événements pluvieux.

Pour aller plus loin, l'étude faite par An et al.(2015) a permis de faire un lien entre les variations de température et la conductivité hydraulique. Il en ressort que les faibles conductivités hydrauliques entraînent une distribution de la température par convection, ce qui pourrait être à l'origine des très faibles variations de ce paramètre dans notre cas étant donnée la très faible porosité de drainage de l'argile. Les fortes variations dans le lit mineur du cours d'eau semblent confirmer cela puisque dans cette zone les propriétés hydrauliques sont améliorées par la présence de nodule de fer.

Cox, Su, et Constantz (2007) quant à eux ont suivi la conductivité électrique d'une eau et les chlorure et ont montré que les zones alimentées par le cours d'eau ont une même température et concentration de chlorure, montrant ainsi la relation étroite liant la conductivité et les éléments présents dans l'eau crédibilisant ainsi l'utilisation qui a été faite dans cette étude de la conductivité comme indicateur des transferts de masse.

De plus Anderson (2005) a été confronté à une zone d'infiltration caractérisée par une température élevée ce qui s'oppose à notre constat, mais qui devrait trouver son explication par le fait que dans leur étude la zone de recharge était un étang qui peut connaître un réchauffement avec le rayonnement solaire tandis que dans notre cas il s'agit d'un cours d'eau non pérenne vers lequel après chaque pluie les eaux sont directement concentrées sans avoir le temps d'être influencées par l'environnement en termes de température.

#### **4. Caractérisation des échanges verticaux (site expérimental N°2)**

Le projet bilan d'eau menée par le bureau d'étude IWACO a donné lieu à la création de plusieurs piézomètres dont 3 (dont 2 doubles) sont toujours fonctionnels et suivis. Ainsi suivant les variations spatio-temporelles. Nous avons déduit les résultats suivants :

##### **❖ Le piézomètre F4**

Le double piézomètre F4 est le plus proche du cours d'eau, il est en effet implanté dans le bas fond. Son premier piézomètre F4/1 d'une profondeur de 34m, avec des crépines entre 28 et 32 m captant l'altération argileuse d'une porosité de 3% (IWACO, 1990). Tandis que le second piézomètre F4/2 d'une profondeur de 15 m a ses crépines entre 9 et 11 m qui captent la cuirasse latéritique d'une porosité de 6% (IWACO, 1990). La figure ci-dessous (Figure 46) représente ainsi la fluctuation piézométrique observée dans ce double piézomètre de 2010 à nos jours :

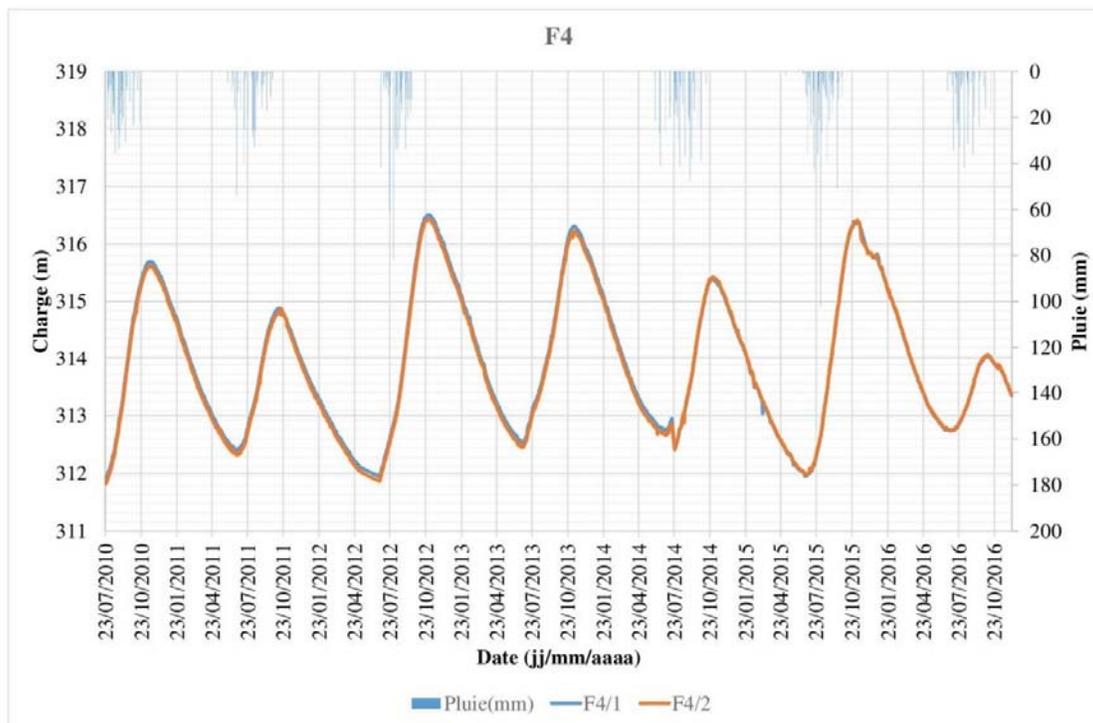


Figure 46: Fluctuations piézométriques F4

On peut observer ce qui suit :

- La courbe ci-dessus présente une alternance de phase de descente et de montée du niveau piézométrique correspondant aux phases de recharge et de décharge de l'aquifère. On peut ainsi constater que la période des plus basses eaux est atteinte entre juin et juillet en général, période correspondant également à la période à laquelle la recharge prend place (avec un temps de réaction compris entre 18 et 47 jours) sous l'effet de la saison des pluies.

Quant aux plus hautes eaux, elles sont atteintes entre octobre et novembre qui correspondent à la fin de la période de recharge du fait de l'arrêt de la saison des pluies.

- On peut noter sur ces graphiques qu'il semble exister une corrélation entre la quantité de pluie et la recharge. En effet, les années ayant connu des quantités élevées de pluie comme 2012 et 2015 avec respectivement 697,7 mm et 624,3 mm, ont donné des augmentations de niveaux piézométriques de 4,57 m (F4/1) et de 4,44 m (F4/2). Tandis que les années telle que 2011 et 2016 ayant connu une pluviométrie moindre de 465,3 mm et 416.6 respectivement,

ont enregistré des élévations de niveaux piézométriques de 2,49 m (F4/1) et 2,56 m (F4/2) pour 2011 et 1,29 m (F4/1 et F4/2) pour l'année 2016.

En plus de la quantité d'eau tombée, la décharge précédant la recharge joue également un rôle majeur. En effet lorsque la décharge qui précède la recharge est faible, la recharge est très élevée. Ce qui pourrait s'expliquer par le fait que lorsque la décharge est faible la profondeur atteinte par la nappe est moins importante, réduisant ainsi l'épaisseur de sol non saturé devant être traversé par l'eau pour atteindre la nappe, facilitant ainsi l'atteinte de la nappe par les eaux infiltrées sans le sol. Ceci est à l'image de l'année 2012 où la décharge a été la plus faible avec notamment 2,92 m (F4/1) et 3,02 m (F4/2).

La décharge prend place juste après la phase de recharge, entre novembre et juin. On peut remarquer qu'elle est plus prononcée les années pour lesquelles la recharge est élevée. Cela pouvant être due à la faible profondeur de la nappe occasionnée par une recharge très importante. Exposant plus la nappe à la reprise évapotranspiratoire d'où la décharge très prononcée au cours de ces années. C'est notamment le cas du cycle 2012-2013 où on note une élévation de la nappe lors de la période de recharge de 4,57m (F4/1 et F4/2) qui s'est suivie d'une décharge de 3,98m (F4/1 et F4/2).

- Bien que captant différents réservoirs de porosité différente (3 et 6%) la piézométrie des deux piézomètres se superpose quasi parfaitement. On peut alors supposer que les deux réservoirs sont en équilibre ainsi selon les perturbations connues par l'un ou l'autre il y'a échange d'eau entre les deux réservoirs de façon à pouvoir rétablir l'équilibre. Toutefois en période de basses et de hautes eaux il existe un déséquilibre entre les deux réservoirs.

D'une part en période de hautes eaux on peut constater que le piézomètre F4/1 est plus en charge que F4/2. F4/1 capant l'altération et F4/2 la cuirasse, le réservoir de cuirasse est plus soumis à la reprise évapotranspiratoire compte tenu de sa proximité avec la surface et de la forte densité d'arbres dans le bas fond entraînant ainsi une baisse du niveau de l'eau dans la cuirasse qui se retrouve ainsi moins en charge que l'altération.

D'autre part en période de basses eaux également le niveau piézométrique dans l'altération est très légèrement supérieur à celui dans la cuirasse ce qui pourrait traduire par l'effet des premières infiltrations, en effet la porosité de l'altération étant inférieure (3%) à celle de la cuirasse (6%). Ainsi pour la même quantité d'eau arrivée dans les deux réservoirs l'élévation du niveau d'eau sera plus importante dans l'altération que la cuirasse du fait de la porosité.

Ainsi les premières arrivées d'eau ainsi créent un déséquilibre que le système corrige pendant la phase de remontée.

### ❖ Le piézomètre F3

Le piézomètre F3 est également un double piézomètre situé sur la mi-pente. Avec notamment son premier piézomètre F3/1 d'une profondeur de 61 m crépine de 49 à 55m dans le schiste fracturé avec une porosité de 0,5% et le piézomètre F3/2 d'une profondeur de 39m et crépiné de 27 à 33m sur l'altération argileuse. La piézométrie enregistrée de 2010 à nos jours est représentée sur la figure suivante (Figure 47) :

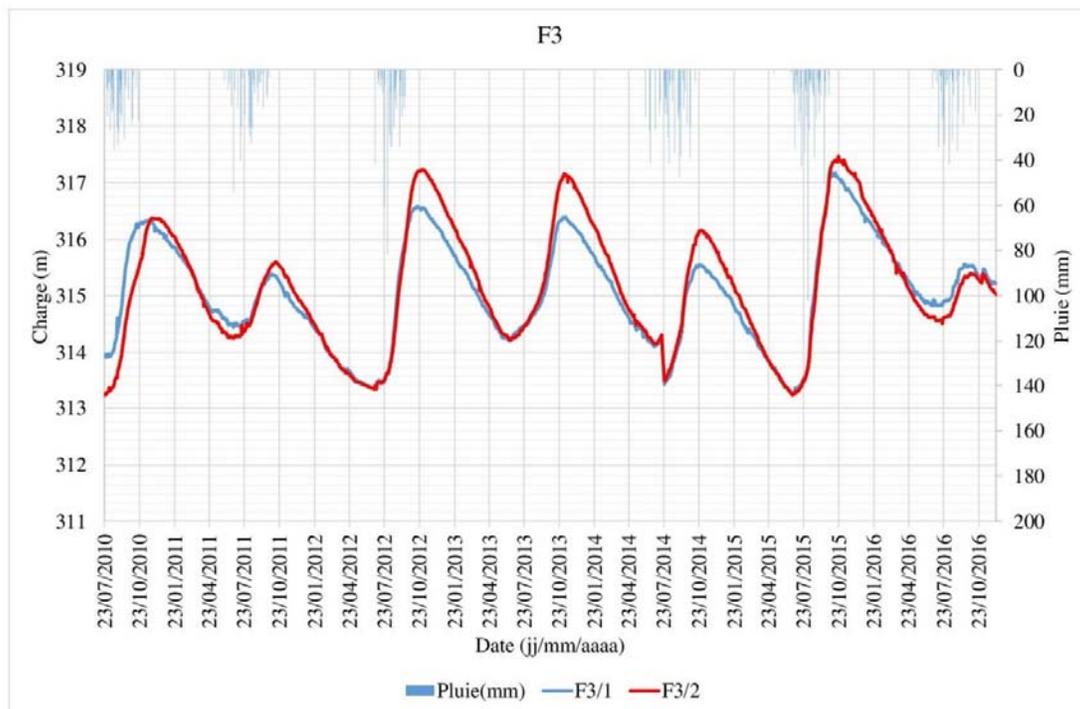


Figure 47: Fluctuations piézométriques F3

On observe ce qui suit :

- Tout comme dans le bas-fond, la recharge s'installe entre juin et juillet (avec un temps de réaction de 18 à 47 jours) pour prendre fin entre octobre et novembre pour laisser la

place à la phase de décharge (de novembre à juin). Ces périodes correspondant également à celle de basse et de hautes eaux.

- La pluviométrie influence également très grandement la recharge. Ainsi pour l'année 2012 et une pluie de 697,7mm on enregistre une augmentation du niveau piézométrique de 3,24 m (F3/1) et 3,89 m (F3/2) et pour l'année 2015 avec une pluviométrie de 624,3mm on a enregistré 4,07m (F3/1) et 4.24 m (F3/2). Tandis que les années de plus faible pluviométrie enregistrent des élévations plus faibles à l'instar de 2011 et 2016 avec 465,3 et 416,6 mm qui ont enregistré une élévation de 1,14 m (F3/1) et 1,35m (F3/2) pour 2011 et 0,61 (F3/1), 0,84 pour (F3/2).

Ici également les faibles décharges contribuent à engendrer des recharges élevées comme constatées notamment en 2012 avec une décharge précédente de 2,05 m (F3/1) et 2,26 m (F3/2) qui ont été suivies d'une recharge de 3,24 m (F3/1) et 3,89 m (F3/2).

- La période de décharge est observable de novembre à juin. Elle varie selon les années, mais semble être maximale pour les cycles ayant connu une recharge maximale, car le niveau de la nappe remonte à une faible profondeur d'où elle est plus facilement sujette à l'évapotranspiration. C'est ainsi qu'en 2012 suite à l'élévation de la nappe de 3,24m (F3/1) et 3,89m (F3/2) dû à la recharge. On a observé une décharge de 2,37 m (F3 /1) et 3,01 m (F3/2) tandis que le cycle 2011-2012 qui est précédé d'une recharge de 1,35m (F3/1) et 1,17m (F3/2) voit une décharge mois élevée de 2,05 m (F3/1) et 2,26 m (F3/2).

- En observant les graphiques, on peut se rendre compte que l'évolution de la piézométrie dans les deux piézomètres est à double phase :

- Lors de la période d'étiage, les deux piézomètres ont quasiment la même charge, leur évolution est la même jusqu'à un certain moment pendant la période de recharge.

- Au plus fort de la période de recharge, les deux niveaux piézométriques se dissocient le piézomètre F3/1 captant l'altération se mettant plus en charge que le piézomètre F3/2 captant l'horizon fissuré.

Il semblerait que ce comportement soit dû à la différence de porosité entre les deux réservoirs d'ordre de grandeur différent (altération 3% ; milieu fissuré 0,5%). Ainsi ces deux réservoirs lors de la période d'étiage arrivent à fonctionner en équilibre, de manière à ce que les eaux soient partagées de façon à équilibrer le système. Mais lors de la saison des pluies, il semblerait que la quantité d'eau arrivant dans l'altération soit trop importante pour que le système parvienne à se rééquilibrer causant ainsi une mise en charge de l'altération plus importante que dans le milieu fissuré.

De plus on peut remarquer que les années connaissant une faible recharge comme 2011 et 2016 voient une différence de piézométrie entre le milieu fissuré et l'altération en fin de période de décharge (le milieu fissuré étant plus en charge que l'altération) ceci pourrait être imputable à l'effet de l'évapotranspiration qui a un effet plus important sur l'altération

#### ❖ **Le piézomètre FPzG**

C'est un piézomètre d'une profondeur de 68m crépiné entre environ 40 et 60m dans du schiste fissuré avec une porosité de 0,5 %. La fluctuation observée dans ce piézomètre est représentée par la figure suivante (Figure 48) :

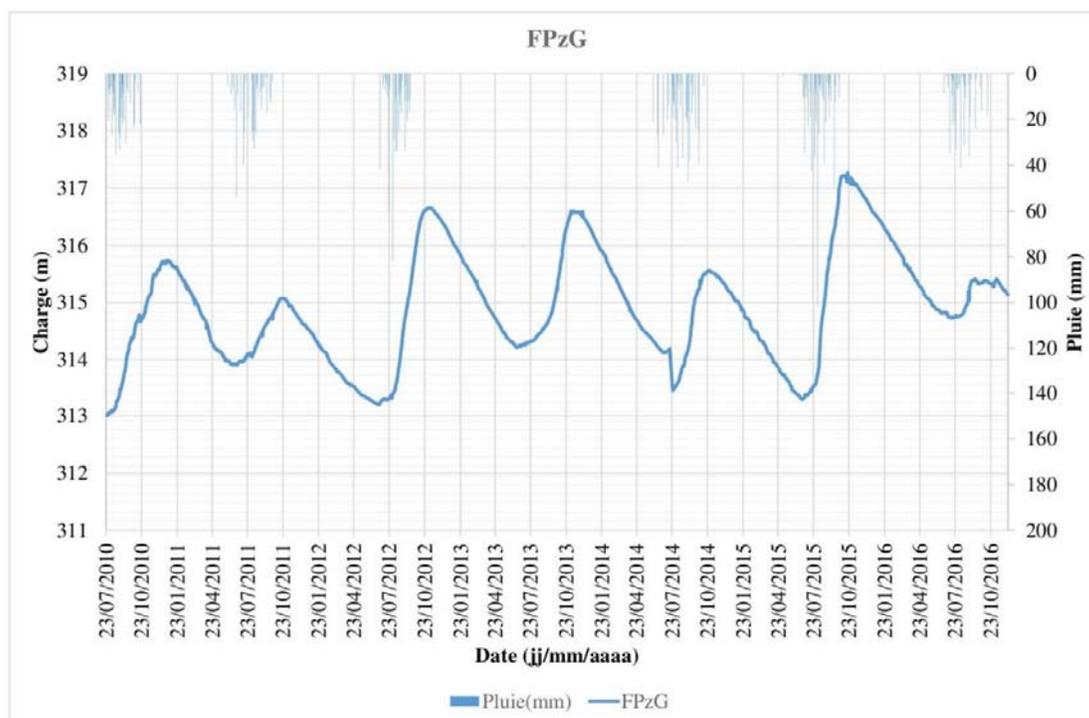


Figure 48: Fluctuations piézométriques dans FPzG

On observe ce qui suit :

- De même que pour les autres piézomètres on constate que la recharge débute entre juin et juillet (pour un temps de réaction de 18 à 47 jours) avec le début de la période hivernale correspondant également à la période de plus basses eaux de la nappe. Elle s'achève entre octobre et novembre avec la fin de la saison de pluies et coïncide avec la période de hautes eaux.

- La corrélation entre la pluie y est tout aussi marquée. Ainsi les années 2012 et 2015 de plus grande pluviométrie 697,7 mm et 624,3 mm respectivement. Qui se sont traduites par des élévations du niveau piézométrique de 3,47 m (2012) et 3,98 m (2015). Tandis que l'année 2011 de plus faible pluviométrie (465,3 mm) a connu une plus faible élévation (1,17 m). Ceci est corroboré par la courbe de recharge en fonction de la pluie qui montre un alignement sur une droite d'approximation linéaire.

À la forte pluviométrie comme facteur influençant la recharge, on peut ajouter les périodes de recharge précédées de faibles décharges de l'aquifère c'est le cas notamment en 2012 et 2015 où on enregistre des décharges de 1,88 m et 2,27 m.

- La décharge suit la même évolution que dans les autres piézomètres. Elle est plus élevée pour les années de fortes recharges et pour celles où le niveau de la nappe se rapproche de la surface. Cet ainsi qu'on peut citer l'année 2012 marquée par une recharge précédente faible de 1,17m qui a connu une décharge de 1,88 m à contrario de l'année 2013 qui enregistre une décharge de 2,45 m précédée d'une recharge de 3,47 m.

#### ❖ Les piézomètres captant l'altération

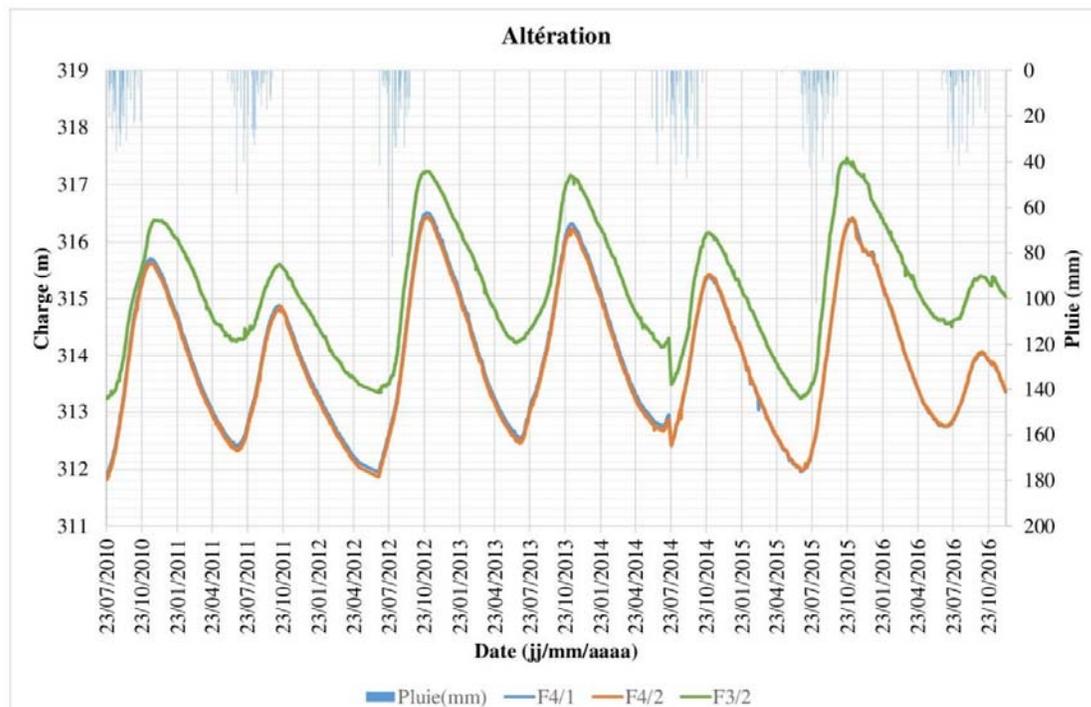


Figure 49: Fluctuation piézométrique de l'altération

Le graphique ci-dessus (Figure 49) présente la fluctuation de tous les piézomètres captant l'altération et la cuirasse latéritique (F4/1, F4/2, F3/2). On y remarque que la fluctuation dans ces trois piézomètres suit quasiment la même allure, subit les mêmes influences (la pluie notamment). Cette similarité dans le comportement pourrait indiquer une bonne communication de façon latérale dans l'altération dans la mesure où les processus observés dans le bas-fond sont observables à la mi- pente.

On peut constater que la piézométrie à la mi- pente est supérieure à celle dans le bas-fond de la fin de la période de recharge à la phase de décharge. Ce qui montre que le cours d'eau constitue bien un drain pour l'aquifère. Tandis qu'au cœur de la période de recharge on

remarque que la piézométrie dans le basfond et à la mi-pente se rejoint, montrant la possibilité que la recharge se fasse dans le basfond et drainée de façon latérale vers la mi-pente.

#### ❖ Les piézomètres du milieu fissuré

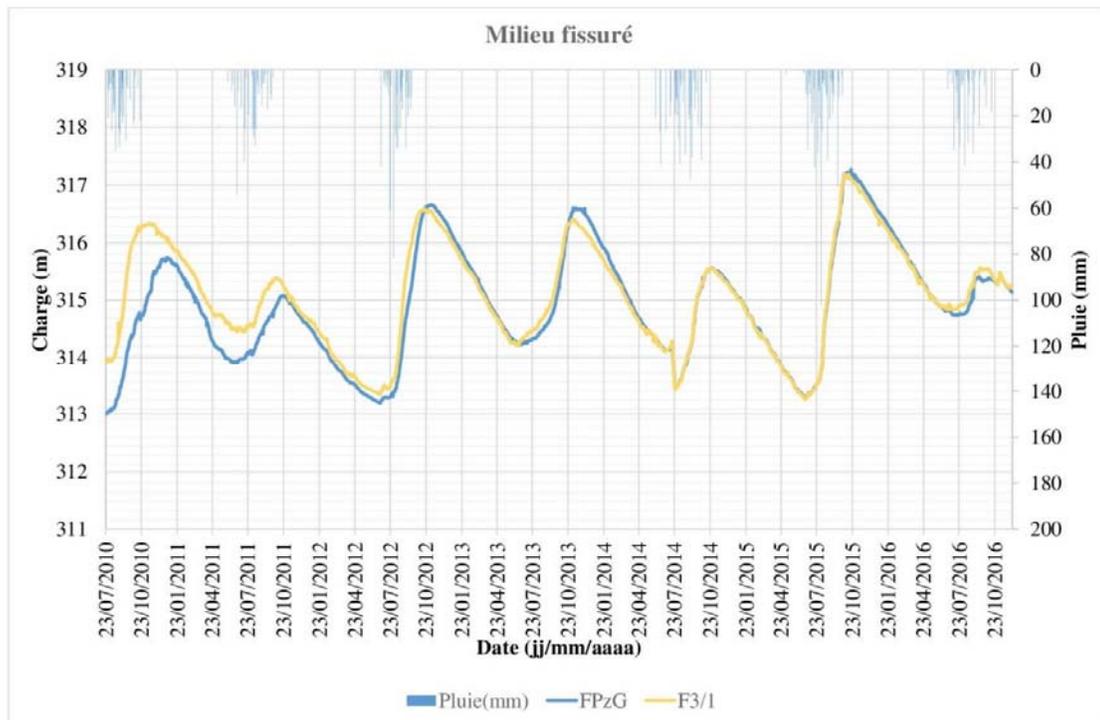


Figure 50: Fluctuation piézométrique milieu fissuré

Le graphique ci-dessus (Figure 50) présente les fluctuations piézométriques des piézomètres captant le milieu fissuré (FPzG et F3/1) on y constate qu'elles suivent pratiquement la même allure. Ce comportement similaire montre que le milieu fissuré ne présente pas une grande hétérogénéité (du sans doute à la structure en feuillet des schistes) ou que les deux piézomètres sont implantés sur le même accident géologique (Fracture). Il semble y régner une bonne communication horizontale.

#### ❖ Synthèses

En somme on peut conclure ce qui suit :

- La recharge de l'aquifère prend place entre juin et juillet au moment où la nappe atteint son niveau le plus bas, avec le début de la saison hivernale. Elle prend fin entre octobre

et novembre avec la fin de la saison hivernale et correspond à la période de plus hautes eaux. Elle présente une relation étroite avec la pluie. En effet, les années marquées par des quantités de pluies importantes enregistrent des recharges importantes par rapport aux années où la pluviométrie est plus faible. En plus de la pluie, le processus de décharge engendré par l'évapotranspiration et le drainage profond, lorsque la décharge est moindre pour un cycle favorise une recharge élevée, car l'épaisseur de sol non saturé devant être traversé par l'eau est plus faible.

Les différentes valeurs d'élévation du niveau piézométrique à la suite de la recharge, montre que la recharge dans le bas-fond est plus importante que sur la mi-pente. Cet état des faits laisse penser ainsi que le bas-fond constitue un lieu préférentiel de recharge des eaux comme la présence d'arbre (Karité notamment) le long du cours d'eau. En effet, ils sont capables de puiser dans la nappe. De plus le fait que la piézométrie du basfond rejoigne celle de la mi-pente pendant la période de recharge laisse penser que le gros de la recharge a lieu au niveau du bas fond, puis est drainé de façon latérale vers la mi-pente.

- La décharge prend place en novembre juste après la période de recharge et cela jusqu'au mois de juin-juillet. Elle varie d'une année à une autre et semble être influencée par le niveau atteint par la nappe à la suite de la période de recharge. En effet plus la nappe est proche de la surface au sortir de la période de recharge plus la décharge est importante. Elle est plus importante dans le bas-fond qu'au niveau de la mi-pente. Cela devant être dû à la présence des grands arbres dans le bas-fond capables de puiser les eaux de la nappe. Ainsi en faisant la différence de la décharge sur la mi-pente et dans le bas-fond on peut attribuer 26% en moyenne de la décharge dans le bas-fond à la transpiration des plantes.

- Le temps de réaction de l'aquifère qui est le laps de temps entre le début des pluies et le début de la recharge lui aussi varie d'une année à l'autre les valeurs ainsi enregistrées sont consignées dans le tableau ci-dessous (Tableau 13) :

*Tableau 13: Temps de réaction*

<b>Année</b>	<b>Ouvrages</b>	<b>Temps de réaction</b>
<b>2010-2011</b>	F4/1	23

	F4/2	23
	F3/1	22
	F3/2	23
	FPzG	24
<b>2011-2012</b>	F4/1	18
	F4/2	18
	F3/1	18
	F3/2	18
	FPzG	18
<b>2013-2014</b>	F4/1	47
	F4/2	47
	F3/1	47
	F3/2	47
	FPzG	47
<b>2014-2015</b>	F4/1	47
	F4/2	47
	F3/1	47
	F3/2	47
	FPzG	46

Comme consigné dans le tableau on peut constater que le temps de réaction varie de 18 à 47 jours et est quasiment le même pour tous les piézomètres. Ce temps pourrait dépendre de la profondeur de la nappe comme affirmée par Gaye (1993), mais tout aussi de paramètre tel que la quantité de pluie tombée, le nombre de pluies, l'intervalle entre les pluies, consigné dans le tableau suivant (Tableau 14):

*Tableau 14: Facteurs influençant le temps de réaction*

Année	temps de réaction	Quantité de Pluie	Nombre de pluies	Profondeurs	intervalle de pluie
2011	23	89,97	5	12,71	5
2012	18	140	7	13,39	3,5
2014	47	173,9	8	13,09	7
2015	47	120	4	13,39	11

Mais suite à une analyse de corrélation de Pearson on se rend compte que le facteur le plus déterminant pour le temps de réaction est l'intervalle entre les pluies avec un coefficient de corrélation de Pearson de 0,861. Ce qui peut s'expliquer par le fait que plus le temps entre les pluies est réduit plus une pluie tombera sur un sol déjà imbibé d'eau n'ayant pas eu le temps de sécher. Ce qui va entraîner une poussée de la quantité d'eau déjà présente vers les profondeurs du sol par la nouvelle quantité d'eau. Ainsi plus le temps séparant les événements pluvieux sera court plus le temps de réaction sera court.

*Tableau 15: Matrice de corrélation de Pearson*

Matrice de corrélation (Pearson (n))					
Variables	temps de réaction	Pluie	nombre de pluie	Profondeurs	intervalle de pluie
temps de réaction	<b>1</b>	0,442	-0,059	0,223	0,861
Pluie	0,442	<b>1</b>	0,818	0,440	0,019
nombre de pluie	-0,059	0,818	<b>1</b>	0,045	-0,534
Profondeurs	0,223	0,440	0,045	<b>1</b>	0,316
intervalle de pluie	0,861	0,019	-0,534	0,316	<b>1</b>

- Les temps de réaction identiques, les montées, les descentes et pics parallèles de la piézométrie. Pourraient traduire que les différents réservoirs (cuirasse, altération argileuse et milieu fissuré) ne fonctionnent pas comme des milieux indépendants les uns des autres. Mais comme des réservoirs dans un système d'équilibre dont la porosité est le principal facteur le régissant. Ainsi toute perturbation du niveau piézométrique est suivie d'un échange d'eau entre les différents réservoirs afin de rétablir l'équilibre brisé par la perturbation et cela en fonction de la porosité efficace des milieux.

## II. Quantification de la recharge

### 1. Méthode de la fluctuation piézométrique

- ❖ Recharge dans chaque piézomètre

La fluctuation piézométrique étant suivie dans chacun des piézomètres du site expérimental N°1 depuis 2010, on a été en mesure de calculer la recharge dans chacun des réservoirs captés et cela en fonction des positions. Le résultat obtenu est le suivant (Tableau 16):

*Tableau 16: Recharge (mm)*

Année	Ouvrages	$\Delta H(m)$	Recharge (mm)
<b>2010-2011</b>	F4/1	2,49	74,7
	F4/2	2,56	153,6
	F3/1	1,14	34,2
	F3/2	1,35	6,75
	FPzG	1,17	5,85
<b>2011-2012</b>	F4/1	4,57	137,1
	F4/2	4,57	274,2
	F3/1	3,24	97,2
	F3/2	3,89	19,45
	FPzG	3,47	17,35
<b>2012-2013</b>	F4/1	3,78	113,4
	F4/2	3,77	226,2
	F3/1	2,25	67,5
	F3/2	3,04	15,2
	FPzG	2,39	11,95
<b>2013-2014</b>	F4/1	3	90
	F4/2	3	180
	F3/1	2,13	63,9
	F3/2	3,12	15,6
	FPzG	2,11	10,55
<b>2014-2015</b>	F4/1	4,44	133,2
	F4/2	4,44	266,4
	F3/1	4,07	122,1
	F3/2	4,24	21,2
	FPzG	3,98	19,9

On peut y voir que les recharges les plus élevées se retrouvent au niveau du bas-fond dans les piézomètres F4/1 et F4/2 captant respectivement l'altération argileuse et la cuirasse avec une variation de 153 et 266 mm interannuels. La recharge calculée dans ces deux piézomètres est

sensiblement la même ce qui est conforme à la fluctuation piézométrique qui est sensiblement la même dans ces deux piézomètres.

Les recharges les plus faibles s'observent (5-20 mm) dans les piézomètres captant le milieu altéré fissuré (F3/1 et FPzG) du fait de la porosité faible de ce milieu (0,5%).

Le piézomètre F3/2 qui capte l'altération argileuse enregistre des recharges moins importantes que le piézomètre F4/1 dans le basfond captant également l'altération. Ce qui montre que la recharge décroît du basfond à la mi- pente.

❖ Recharge sur le bassin

Préalablement à l'estimation de la recharge sur le bassin nous avons calculé la recharge en fonction des zones du bassin étudié et le résultat obtenu est le suivant (Tableau 17) :

*Tableau 17: Recharge sur le bassin (mm)*

Année	Position	Recharge(mm)	Recharge bassin (mm)	Pluie (mm)	Ratio pluie/recharge(%)
2010-2011	basfond	74,7	57,6	449,33	13
	mi- pente	40,5			
2011-2012	basfond	137,1	126,35	697,71	18
	mi- pente	115,6			
2012-2013	basfond	113,4	97,2375		
	mi- pente	81,075			
2013-2014	basfond	90	83,4875	624,25	13
	mi- pente	76,975			
2015-2016	basfond	133,2	137,925	645,24	21
	mi- pente	142,65			

Il y ressort que le basfond est le lieu connaissant les recharges les plus élevées variant entre 70 et 130mm par an pour un ratio de 13 à 21% de la pluie sur le bassin. On peut alors constater que ces valeurs sont plus élevées que celles obtenues par le projet bilan d'eau qui avait obtenu une recharge de moins de 40 mm sur l'ensemble du bassin l'année 1989 en utilisant la même méthode. Mais il est à noter que la dégradation des sols sur le bassin a poussé les autorités et les différentes ONG à introduire les techniques de conservation des eaux et des sols qui ont pour but d'augmenter l'infiltration des sols. Ce qui pourrait être effectivement à l'origine de l'augmentation de la recharge, en témoigne la différence entre les fluctuations de 1988 à 1992 comme le montre l'annexe 3.

On peut constater que dans ce tableau les fluctuations interannuelles oscillent entre 0,5 et 5 m tandis que de nos jours elle tourne entre 2 et 5m.

À la suite de ces travaux s'ajoutent les travaux de Zoungrana et Dior(2008) qui ont estimé la recharge entre 5 et 10% de la pluie grâce à une modélisation pluie-débit. Le fait que cette méthode ne considère que ce qui se passe au niveau du cours d'eau soit de nature à sous-estimer la recharge, car le cours d'eau n'est pas la seule source d'alimentation de la nappe comme nous l'avons vu plus haut.

## 2. Bilan hydrique

Dans l'optique de valider les résultats obtenus à l'aide la méthode de la fluctuation piézométrique nous avons procédé à un bilan hydrique sur la base de l'équation suivante

$$ETR = P - (R + I) \pm \Delta S \quad (27)$$

Avec les termes suivants :

- P : la pluie sur le bassin obtenu à l'aide des postes pluviaux disposés sur le bassin versant (Tableau 18)
-

**Tableau 18:** Pluie annuelle (mm)

Pluie annuelle (mm)						
Années	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Quantité de pluie annuelle	671.59	449.33	697.71	xxx	624.25	645.24
nombre de pluie	37	36	30	xxx	29	33

R : le ruissellement obtenu à l'aide de jaugeage à l'exutoire du bassin

- Le ruissellement (Tableau 20).

**Tableau 19:** Ruissellement (mm)

Année	Ruissellement (mm)
2011	88,0628
2012	204,4261
2013	----
2014	184,1685
2015	----

- La variation de stock est considérée nulle car le bilan se faisant sur une assez longue période.

Le bilan obtenu est le suivant (Tableau 21) :

**Tableau 20:** Bilan hydrique

Année	Pluie	R	I	ETR
2011	449,3	88,0628	57,6	303,6372
2012	697,7	204,4261	126,35	366,9239
2014	624,3	184,1685	83,49	356,6415

On peut ainsi constater que l'ETR entre 2011 et 2014 varie de 303 mm à 366 mm et est la plus élevée pour les années les plus humides qui s'explique par la disponibilité d'une eau

pouvant être évapotranspirée sur le bassin. Ce qui rejoint l'étude de Sompougou (2008) qui a effectué un bilan hydrique également sur l'année 2005 et a obtenu une ETR de 393mm.

De plus en Niang (2004) a déterminé l'évapotranspiration réelle dans la région du sahel et a obtenu des valeurs de 1 à 2 mm/j, ce qui se rapproche de nos valeurs comprises entre 0,83 à 1 mm/j

## CONCLUSIONS

La conceptualisation de l'aquifère fait ressortir la présence d'une cuirasse continue très endurcie sur les versants, interrompue par ce qui pourrait être des failles. Il en résulte donc que la recharge devrait se faire de façon localisée au niveau du lit du cours d'eau et au droit de la probable faille identifiée. Ce qui a pour conséquence d'entraîner un écoulement souterrain du cours d'eau vers la rive droite et des écoulements convergents au niveau de la rive droite.

L'analyse de la piézométrie montre premièrement qu'elle est sujette à des variations périodiques de l'ordre de 12h et 24h, résultant du cycle luni-solaire. Cette réaction au passage des astres étant due au caractère captif de la nappe. Deuxièmement, les cartes piézométriques ont fait ressortir qu'e les charges piézométriques évoluent de façon décroissance d'amont en aval du bassin. L'analyse des lignes piézométriques révèle que l'écoulement se fait premièrement du cours d'eau vers le versant droit et sur la rive gauche on a deux écoulements convergents l'un dans la direction crêtes-lit du cours d'eau et l'autre du cours d'eau vers les crêtes. . Sur le site expérimental n° 1, l'amplitude des fluctuations évolue de façon croissante du lit du cours d'eau vers les versants. Ce constat est confirmé par les données du site expérimental n°2 qui présentent des variations plus importantes au niveau du bas-fond par rapport à la mi- pente.

Sur le site expérimental n°2 le suivi de la piézométrie montre que les 3 réservoirs du bassin (cuirasse, altération, milieu fissuré) sont trois réservoirs fonctionnant en équilibre et dont le principal paramètre régissant les échanges est la porosité. De plus, la recharge se fait au niveau du bas-fond dans l'altération et la cuirasse puis de là, l'eau infiltrée rejoint l'horizon fissurée et par écoulement latéral la mi- pente est rechargée.

Le suivi de la température et de la conductivité sur le site expérimental n°1 montre que sur les versants, les eaux rechargeant l'aquifère sont issues d'une zone distinct du versant ce qui témoigne du caractère indirect de la recharge sur les versants tandis qu'au niveau du lit du cours d'eau et dans la zone où une probable faille a été identifiée, ce sont des transferts de masses qui sont identifiés montrant le caractère direct de la recharge en ces endroits.

De tout ceci, on déduit que la recharge sur le bassin versant de Tougou est principalement localisée et prend place dans le lit du cours d'eau principal et au droit des failles.

Quantitativement, l'utilisation de la méthode de la fluctuation piézométrique montre que la recharge est plus importante dans le bas-fond qu'à la mi- pente confirmant que le bas-fond est une zone de recharge préférentielle. La recharge moyenne sur le bassin a été évaluée entre 13

et 21% de la pluie sur la période allant de 2010 à 2015 soit 58 à 137 mm. Cela montre que la recharge a augmenté par rapport aux années 1988 et 1989 du fait probable de l'introduction des pratiques culturales dans le bassin. Par la suite, en intégrant cette recharge aux bilans comme infiltration sur le bassin on obtient un ETR de 300 à 366 m qui correspond à l'estimation faite par certaines études (Sompougdou, 2008 ; Niang, 2004).

## RECOMMANDATIONS

Afin d'améliorer ce travail, nous pensons que ce qui suit devrait être fait :

- Le modèle conceptuel pourrait être amélioré en transformant le panneau de résistivités électriques en modèle géologique grâce à des logiciels comme GéoModeller ou GoCad afin d'améliorer la compréhension de la structure et de la géométrie de l'aquifère  
De plus, des investigations géophysiques devront être menées afin de valider les linéaments relevés sur l'image satellitaire
- Afin de déterminer les zones de recharge à une échelle plus grande sur le bassin de nouveaux piézomètres devraient être créés.
- Le traçage à la conductivité électrique et à la température devra être suivi d'un traçage artificiel afin de confirmer les informations obtenues par le suivi des paramètres physico-chimiques
- La fluctuation piézométrique résultant des cycles luni-solaires pourra être utilisée par la suite dans la caractérisation des paramètres hydrodynamiques afin de déterminer l'emmagasinement.
- La quantification, quant à elle devra être menée par la suite par des méthodes s'intéressant aux interactions globales sur le bassin telles que le bilan de chlorure et le bilan de Thornthwaite afin de rendre plus précise la quantification et de ne pas avoir de résultats biaisés par les processus de recharge différents sur l'aquifère.

## BIBLIOGRAPHIE

- Aboubakar, M. 2012.** Caractérisation d'un système aquifère volcanique par approche couplée hydrogéochimique et modélisation numérique. Exemple de l'aquifère des basaltes de Dalha, sud-ouest de la République de Djibouti . Thèse de doctorat, Université de Poitiers, France. 183 pp.
- Allinson, G.B., et Hugues M.W.. 1978.** the use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge of an unconfined aquifer . Aust J Soil Res 16:181–195
- An R., Xiao-Wei J., Jun-Zhi W., Li W., Xu-Sheng W., et Hailong L.. 2015.** A theoretical analysis of basin-scale groundwater temperature distribution . Hydrogeology Journal 23 (2): 397-404.
- Anderson, M. P.. 2005.** Heat as a ground water tracer . Ground water 43 (6): 951-68.
- MED. 2006.** Atlas du Burkina Faso , pp. 215
- Babaye, M. S. A.. 2013.** Evaluation des ressources en eau souterraine dans le bassin de Dargol (Liptako–Niger)/Evaluation of groundwater resources in the Dargol basin (Liptako-Niger) . Thèse de doctorat, Université de Liège. p. 265
- Baena, L., Bartolomé A., Mudry J., et Carrasco C.. 2009.** Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain . Hydrogeology Journal 17 (4): 843-53.
- Bajjali, W.. 2008.** Evaluation of groundwater in a three-aquifer system in Ramtha area, Jordan: recharge mechanisms, hydraulic relationship and geochemical evolution . Hydrogeology Journal 16 (6): 1193-1205.

- Braneyre, et Sourisseau.** 1992. Potentialité en eau des alluvions récentes de la Garonne entre Virelade et Villenave d'Ornon . Rapport BRGM-AQUITAINE RR-34952-FR. Dumez/France. pp. 7-8
- Bunasols.** 1992. Etude pédologique des provinces du Yatenga et du Passoré Ouagadougou, 46 pp.
- Cai, Z., et Ofterdinger U.** 2016. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland . Journal of Hydrology 535: 71-84.
- Calow, R. C., Macdonald A. M., Nicol, A. L.,** 2010 Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Ground Water , vol. 48, no 2, p. 246-256.
- Caradec, F., et Pouy J.B.** 2009. Dictionnaire du français argotique et populaire : [11000 mots et expressions, chanson & poèmes, langue verte, verlan, humour]. Larousse.
- Compaore, G.** 1997. évaluation de la fonction capacitive des alterites Site expérimental de Sanon (Burkina Faso): socle granito-gneissique sous climat de type soudano-sahélien . Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. pp. 173
- Cox, M. H., Su G. W., et Constantz J.** 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams . Ground Water 45 (2): 187-95.
- De fetter, CWJR.** 1980. Applied Hydrogeology, Charles Merrill Pub . Co. 365p.
- Diello, P.** 2007. Interrelation climat-homme-environnement dans le Sahel Burkinabé: impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique . Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II, 395 pp.

- Duboeuf, et Eberentz.** 1989. Définition des conditions d'exploitation du nouveau forage des Agotines .Rapport BRGM, RR-30182-FR. Vaudrenaz (Haute savoie/France). pp. 3-3
- Lalbat F..** 2006. Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France) . Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. pp. 195
- Gaye, K..** 1993. Etude du comportement de la nappe en fonction de la pluviométrie sur un bassin versant représentatif . Tougou/ Burkina Faso. Mémoire de fin d'études. E.I.E.R. pp. 63
- Gamsonré, P.** 1975. Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute Volta) Thèse de doctorat, Université de Besançon, n° d'ordre 108
- Gnouma, R..** 2002. Etudes du fonctionnement hydrologique du bassin versant Grézieu-La-Varenne à l'aide de traceurs isotopiques (oxygène 18) . Mémoire de fin d'études DEA, Université Pieree et Marie Curie, Université Paris-Sud. p. 51
- Haouchine, A., Boudoukha A., Haouchine F. Z., et Nedjai R..** 2010. Cartographie de la recharge potentielle des aquiferes en zone aride . EUROJOURNALS 45 (4): 1-13.
- Healy, R. W., et Cook P. G..** 2002. Using groundwater levels to estimate recharge . Hydrogeology journal 10 (1): 91-109.
- Jaunat, J..** 2012. Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme . Thèse de doctorat, Université de Bordeaux III. pp. 285
- Kesteloot, S.** 2013. cours de Topographie . IUT Béthune, Génie civil, topographie. P.12

**Koita, M.**. 2010. Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle: cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire) . Thèse de doctorat, Université de Montpellier II. p. 196

**Kombe, W.**. 2011. Contribution à l'identification des sites favorables l'implantation d'un complément : cas du bassin versant de Tougou . Mémoire pour l'obtention master spécialisée en gestion intégrée des ressources en eau, 2iE. pp. 61

**Koussoube, A. M.** 2007. Dynamique du couvert végétal et de la production agricole du bassin versant de tougou (au nord du Burkina Faso) . Mémoire DESS, Département Géographie, Université de Ouagadougou. pp. 135

**Lee, D. R., et Hynes HBN.** 1978. Identification of groundwater discharge zones in a reach of Hillman Creek in southern Ontario . Water Pollution Research Canada 13: 121-33.

**Lerner, D.N, A.S., et Simmers.** 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. International Contributions to Hydrogeology . Vol. 8. Verlag Heinz Heise. pp. 1-345

**Mahinthakumar, G, et Sayeed. M.** 2005. Hybrid genetic algorithm—local search methods for solving groundwater source identification inverse problems . Journal of water resources planning and management 131 (1): 45-57.

**Maïga-Yaleu-Batchakoue, S.** 2014. Etude géochimique de ruissellement du bassin versant de Tougou (bassin supérieur du Nakambé) . Tougou/ Burkina Faso: Institut International d'Ingénierie de L'Eau et de l'Environnement. Thèse de doctorat, 2iE. pp. 158

**Makaya Mukasi, P.** 2010. Modélisation hydro-economique et politique : Interactions dynamiques homme – climat- ressources dans le bassin du barrage Tougou .

- Mémoire de fin d'études Master spécialisé en hydraulique et systèmes irrigués, 2iE.  
pp. 51
- Marchand, Y.** 1997. Cartographies sédimentologiques et morphologiques par télédétection de la baie du Mont Saint-Michel(ouest de la France)- Comparaison de capteurs et de méthodes de segmentation d'images .
- Maxe, L., et Per-Olof J.** 1998. Assessing groundwater vulnerability using travel time and specific surface area as indicators . hydrogeology journal 6 (3): 441-49.
- Mouhri, A., Nicolas F., Réjiba F.,** Véronique Durand, Gaëlle Tallec, Bedri Kurtulus, Chantal De Fouquet, Anne Jost, et Ludovic Bodet. 2011. Mise en place d'un dispositif expérimental multi-échelle pour quantifier les échanges nappe-rivière dans un système aquifère multicouche . In , p. 19
- Mouhri, A., Nicolas F., et Firas S.** 2012. État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière . Tech. rep., PIREN Seine.p. 31
- Mounirou, L. A.** 2012. Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données . Thèse de doctorat de l'université de Montpellier II et 2iE. pp. 210
- Musy, A., et Soutter M.** 1991. Physique du sol. Vol. 6. PPUR presses polytechniques. P. 331
- N'go ya, Gone DI, I Savane, et MM Goble.** 2005. Potentialités en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d'Agboville (Sud Ouest de la Côte d'Ivoire): caractérisation hydroclimatique et physique . Afrique Science 1 (1): 127-44.
- Niang, D.** 2006. Fonctionnement hydrique de différents types de réservoirs de placages sableux dans le sahel Burkinabè . Thèse de doctorat de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. pp. 106

- Obuobie, E., Bernd D., William A., et Sampson A.** 2012. Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana . Journal of African Earth Sciences 71: 80-86.
- O'leary, DW, JD Friedman, et Ha Pohn.** 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms . Geological Society of America Bulletin 87 (10): 1463-69.
- Ouédraogo, M., Dembélé Y., et Somé L.** 2010. Perceptions et stratégies d'adaptation aux changements des précipitations : cas des paysans du Burkina Faso . Science et changements planétaires/Sécheresse 21 (2): 87-96.
- Outoumbe E. (2014).** Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso). Mémoire de fin d'études Master, 2iE.
- Ozyurt, N Nur, et C Serdar Bayari.** 2008. Temporal variation of chemical and isotopic signals in major discharges of an alpine karst aquifer in Turkey: implications with respect to response of karst aquifers to recharge . Hydrogeology Journal 16 (2): 297-309.
- Pauwels, H.** 1995. Evaluation de traceurs artificiels pour l'étude du transport de soluté dans les eaux souterraines . Rapport du BRGM, RR-38323-FR. pp. 11-65
- Pauwels, H., Wolfram K., Foucher J.C., Martelat A., et Fritsche V.** 1998. Field tracer test for denitrification in a pyrite-bearing schist aquifer . Applied geochemistry 13 (6): 767-78.
- Rambert, B.** 1971. Application de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau à l'évaluation de l'écoulement souterrain . Rapport Préliminaire du BRGM, 71-SGN-389-HYD. pp. 2-30

- Saley, MB. 2003.** Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire) . Abidjan, Côte d'Ivoire: Thèse de Doctorat de l'Université de Cocody.
- Sawadogo, W. Y.. 2012.** Fonctionnement hydrique des sols du bassin versant de Tougou (Nord du Burkina Faso) . Mémoire de fin d'études Master, 2iE. pp. 5-24
- Schudel, B., Biaggi D., Dervey T., Kozel R., Müller I, Ross J.H., et Schlinder U.** 2002. Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie-Guide pratique . OFEG. <http://www.bwg.admin.ch>. pp.1-87
- Seiler, K-P, et Joel R Gat.** 2007. Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation. Vol. 55. Springer Science & Business Media. pp. 5-175
- Simpson, D.. 2008.** Rapport annuel du PNUE 2007. UNEP. p. 122
- Sompougdou, T. R.** 2008. Evaluation du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de Tougou (bassin supérieur du Nakambé)-Burkina Faso. Tougou/ Burkina Faso. Mémoire de fin d'études Master, 2ie. pp. 76
- Souberyan, S., Hector B., Descloîtres M., Wuba M., et Seguis L..** 2011. Etudes géophysiques, géologiques et hydrologiques des site de Nalohou et Belefoungou. Rapport de mission du 14 au 25 février 2011, Programmes AMMA- ANR GHRAF. p.71
- Stonestrom, D. A., et Constantz J..** 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. US Dept. of the Interior, US Geological Survey. P. 96
- Taylor, R. G, Antonis D K., et Callist T..** 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological Sciences Journal 54 (4): 655-64.

**Vassolo, S., et Torsten K.** 2013. Essais de traçage dans le bassin versant de Birohe, Gitega. Rapport technique N°1. Projet de gestion et protection des ressources en eau souterraine Burundi. p. 17

**Xu, Y., et Hans E .** 2003. Groundwater recharge estimation in Southern Africa. Unesco. p. 206

**Zougrana, T., et Touba D.** 2009. modelisation pluie-debit distribuee – mise en oeuvre sur un bassin versant sahelien avec le logiciel athys. Mémoire de fin d'études, Polytech'Montpellier. pp.46

## WEBOGRAPHIE

**Blum.** 2010. Calcul/Estimation de la recharge .

[https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwjKh535w6jRAhVH1xQKHVV-BXoQFggbMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.reseau.eaufrance.fr%2Fwebfm\\_send%2F2242&usq=AFQjCNGw4vuJVvVr\\_69GEM3qCR9cx313aA&sig2=bjVG9vRjOUYOqoyzffRZbQ](https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwjKh535w6jRAhVH1xQKHVV-BXoQFggbMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.reseau.eaufrance.fr%2Fwebfm_send%2F2242&usq=AFQjCNGw4vuJVvVr_69GEM3qCR9cx313aA&sig2=bjVG9vRjOUYOqoyzffRZbQ)

**CountryStat.** 2013. Food and agriculture data network .

<http://www.countrystat.org/home.aspx?c=bfa>.

**Estupina.** 2011. Le cycle de l'eau et le bilan hydrologique , Cours de Master 1 Université de Montpellier II. p.24 [http://mon.univ-](http://mon.univ-montp2.fr/claroline/backends/download.php?url=LzZMMi1CaWxhbK5N5Y2xIRU5ULnBkZg%3D%3D&cidReset=true&cidReq=FLST403)

[montp2.fr/claroline/backends/download.php?url=LzZMMi1CaWxhbK5N5Y2xIRU5ULnBkZg%3D%3D&cidReset=true&cidReq=FLST403](http://mon.univ-montp2.fr/claroline/backends/download.php?url=LzZMMi1CaWxhbK5N5Y2xIRU5ULnBkZg%3D%3D&cidReset=true&cidReq=FLST403).

**Graie, L.** 2011. Vérification du débit et de la vitesse par la méthode de traçage . Fiche de traçage. P.6

[https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwijuYe9vajRAhUJPBQKHfO\\_BwcQFggbMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.graie.org%2Fgraie%2Fgraidoc%2Freseaux%2Fautosurv%2FF7\\_tracage.pdf&usq=AFQjCNGwbiE5zEYYd6gpwpMcEYa4\\_X-GkQ&sig2=PRt2VJ6UdA6UIVDV6kBREw](https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwijuYe9vajRAhUJPBQKHfO_BwcQFggbMAA&url=http%3A%2F%2Fwww.graie.org%2Fgraie%2Fgraidoc%2Freseaux%2Fautosurv%2FF7_tracage.pdf&usq=AFQjCNGwbiE5zEYYd6gpwpMcEYa4_X-GkQ&sig2=PRt2VJ6UdA6UIVDV6kBREw)

**Martinez, C. J.** 2013. Seepage Meters for Measuring Groundwater–Surface Water

Exchange1 . University of Florida.

[http://edis.ifas.ufl.edu/ae465#FOOTNOTE\\_2](http://edis.ifas.ufl.edu/ae465#FOOTNOTE_2)

**ANNEXE**

ANNEXE1 :

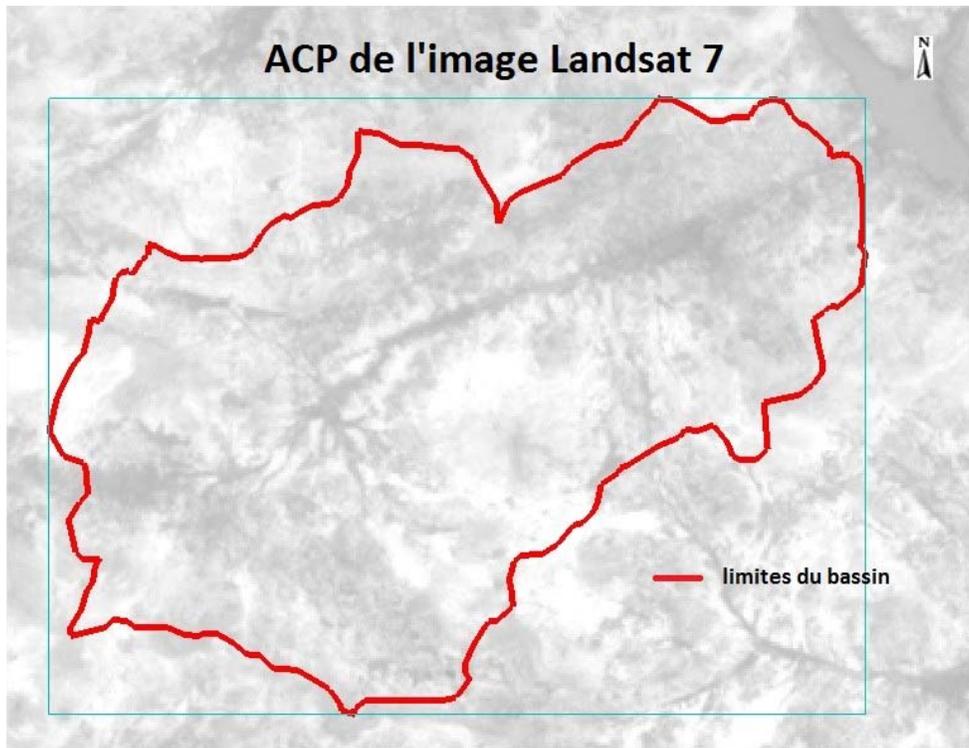


Figure 51: ACP de image landsat 7 de Tougou

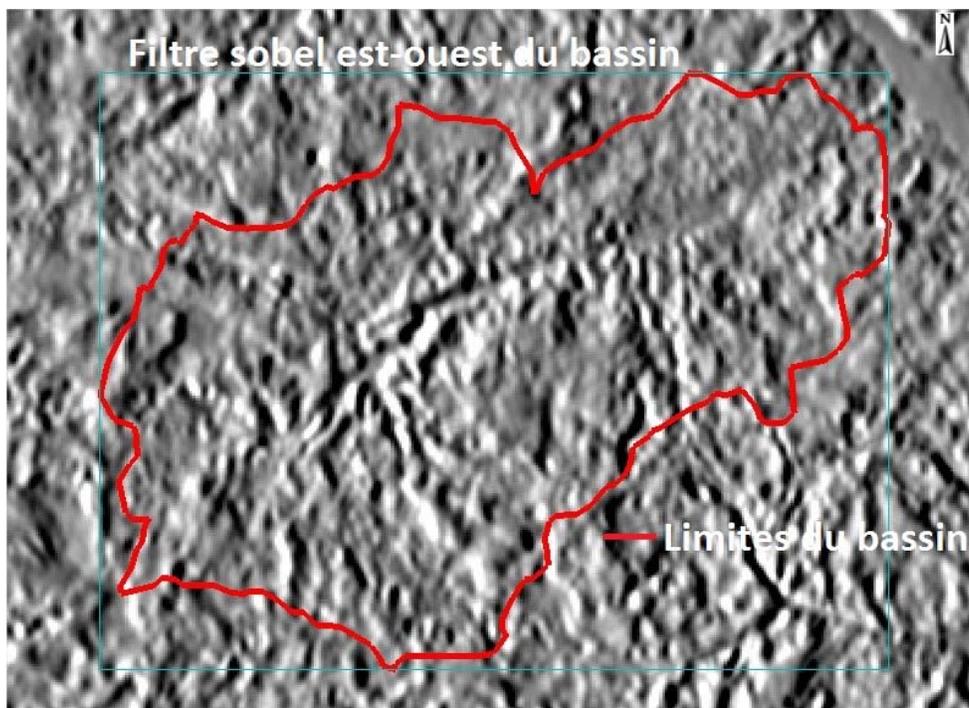


Figure 52: Filtre sobel Est-ouest Tougou

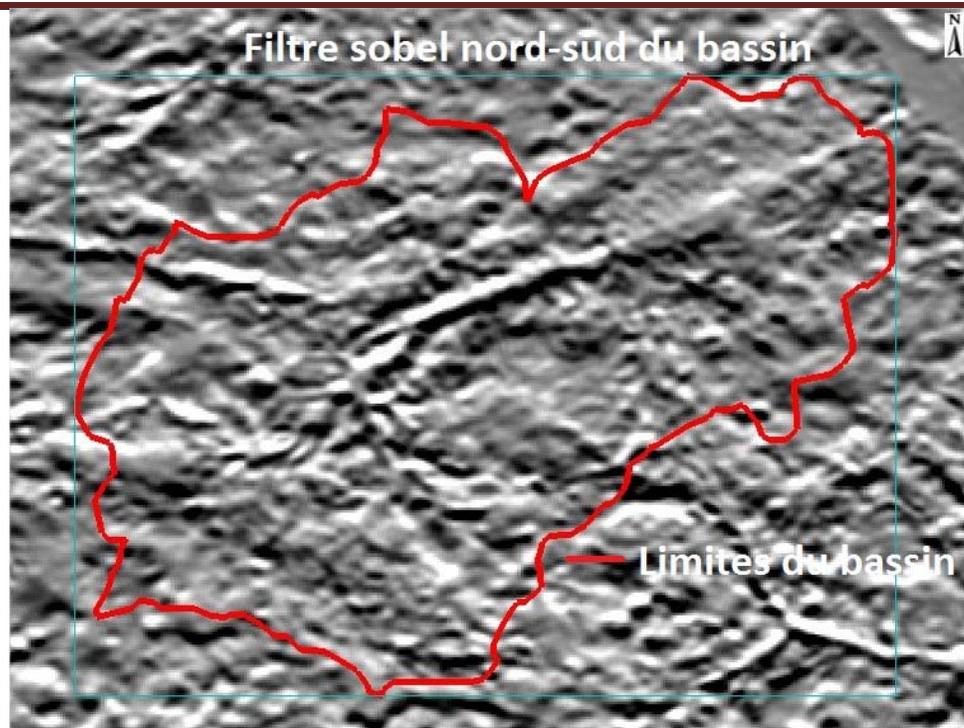


Figure 53: Filtre sobel nord-sud de Tougou

ANNEXE2:

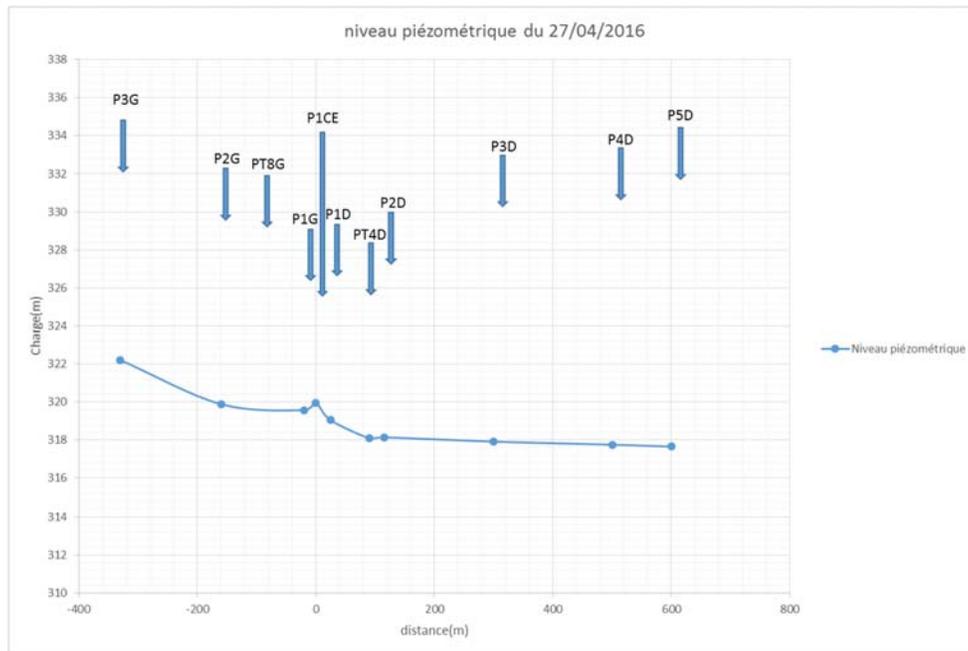


Figure 54: ligne piézométrique(27/04/2016)

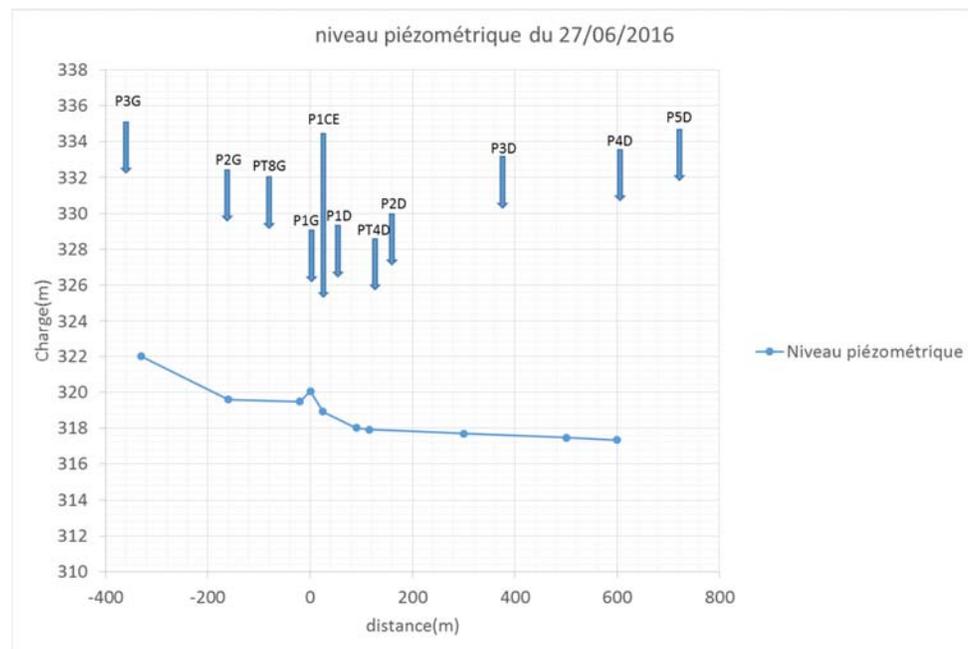


Figure 55: ligne piézométrique (27/06/2016)

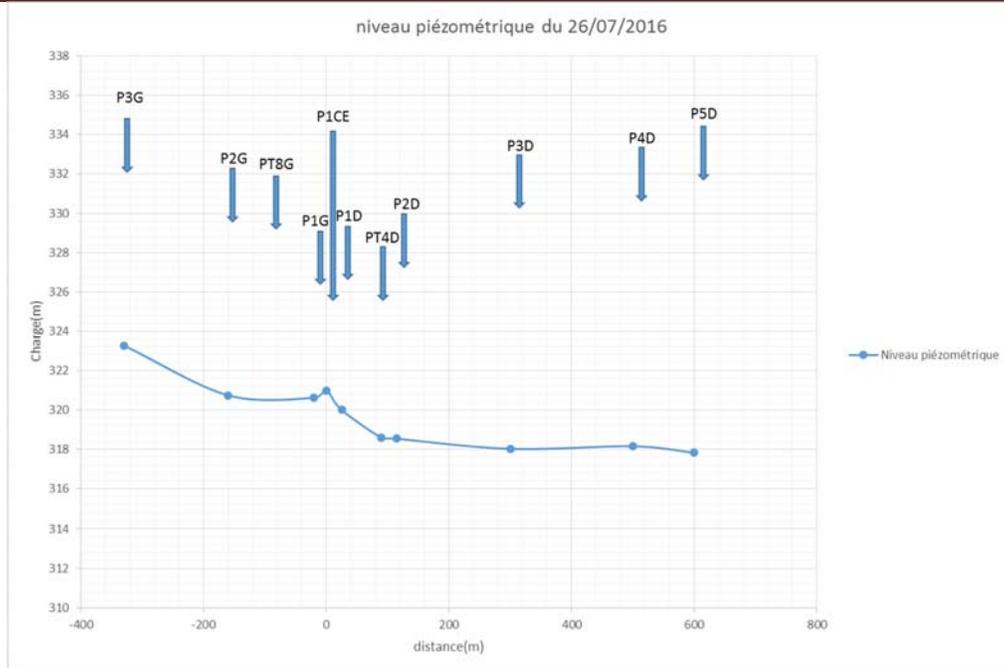


Figure 56: ligne piézométrique (26/07/2016)

ANNEXE3:

Tableau 21: Fluctuations piézométriques de 1988 à 1992

PIEZO 3.1.	25/06/88	16,48	05/10/88	13,97	2,51
	05/07/89	15,07	15/11/89	13,90	1,17
	04/07/90	14,79	03/01/90	14,04	0,75
	15/05/91	15,49	20/11/91	13,21	2,28
	25/06/92	13,73	23/09/92	13,28	0,45
PIEZO 3.2.	25/06/88	16,19	03/11/88	13,48	2,71
	28/06/89	14,65	25/10/89	13,45	1,20
	04/07/90	14,36	03/01/90	13,60	0,76
	15/05/91	14,99	18/12/91	12,59	2,4
	25/06/92	13,31	24/09/92	12,68	0,63
PIEZO 4.1.	17/07/88	14,67	15/09/88	9,72	4,95
	28/06/89	14,85	18/10/89	10,34	4,51
	13/06/90	14,85	19/09/90	11,82	3,03
	22/05/91	15,52	18/09/91	10,17	5,35
	01/07/92	14,21	23/09/92	11,71	2,5
PIEZO 4.2.	20/07/88	13,75	15/09/88	9,77	3,98
	28/06/89	13,43	18/10/89	10,39	3,04
	11/07/90	14,38	19/09/90	11,94	2,44
	26/06/91	13,50	18/09/91	10,24	3,26
	05/08/92	13,61	24/09/92	11,76	1,85